

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DE FRANCE

Publié avec le concours
du CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME DIX-HUITIÈME

FASCICULE 8-9

Feuilles 38 à 55 — Planches XXI-XXVII

28 figures, 3 tableaux dans le texte

PARIS

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72

Téléph. : DANTON 90-61

1948

LA FAILLE DE L'ARVE AU VIADUC SAINTE-MARIE (LES HOUCHES, HAUTE-SAVOIE)

PAR **G. Deicha** ¹.

PLANCHE XXI.

Prenant sa source au col de Balme, l'Arve suit le synclinal complexe alpin de Chamonix, au pied du Massif du Mont-Blanc, dont les glaciers alimentent son cours. Descendu aux Houches le torrent dessine un coude brusque [1], quittant le sédimentaire il entaille alors le cristallin du massif des Aiguilles Rouges, entre l'Aiguillette et le Prarion.

La région Servoz-Les-Houches, alors suivie par l'Arve, n'a cessé de faire l'objet de l'attention de géologues parmi les plus réputés : A. Michel-Lévy [2], E. Haug [3], M. Lugeon [3, 4], P. Corbin [3, 5, 6] et N. Oulianoff [5, 6, 7]. La feuille double Servoz-Les-Houches, qui fut la première de la carte géologique du Massif du Mont-Blanc à l'échelle de 1/20.000^e, publiée par MM. P. Corbin et N. Oulianoff, constitue le couronnement des recherches géologiques sur cette région ; elle donne les raisons tectoniques majeures du changement brusque de direction du cours de l'Arve à sa traversée du massif des Aiguilles Rouges : la dépression entre Prarion et Pormenaz résulte de l'accentuation des lignes directrices du plissement hercynien sous l'effet des poussées orogéniques alpines.

Il suffit de suivre l'évolution historique des coupes géologiques des gorges de l'Arve entre Les Houches et Servoz pour comprendre qu'il ne reste pratiquement rien dans cette région qui n'ait été vu, tout au moins en ce qui concerne les affleurements naturels. L'écho multiple des coups de mines a souvent ébranlé ces gorges étroites : élargissement des voies de passage, exploitations minières, aménagement hydroélectrique. Les travaux souterrains qui avancent actuellement pour l'équipement des chutes de Passy ne manqueront pas d'apporter de précieux renseignements géologiques et minéralogiques. On sait combien la construction du chemin de fer du Fayet à Chamonix avait favorisé l'observation de roches non altérées, contribuant à

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948.

25 août 1949.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 38

résoudre le problème de la bésimaudite [8]. Tous les géologues ayant travaillé dans cette région ont noté l'existence de plis-faïlles, surfaces de glissement et diaclases. P. Corbin et N. Oulianoff ont insisté plus spécialement sur les relations entre cette fissuration intense, les développements métasomatiques et la métallisation secondaire, les travaux de mine facilitant l'étude de ces phénomènes. Récemment M. Gysin et P. Desbaumes [9] ont pu apporter une importante contribution quant à la métallisation par l'examen en sections polies, d'échantillons recueillis sur les haldes des mines au voisinage immédiat du viaduc Sainte-Marie.

C'est presque au même point que j'ai pu, grâce aux travaux d'élargissement de la route nationale, sur la rive gauche de l'Arve, faire quelques observations sur l'importante surface de striction qui fait l'objet de la présente note.

Ce plan de striction, véritable miroir de faille, s'observe sur le côté droit de la route lorsque, venant des Montées-Pelissier, on a dépassé le viaduc avant d'aborder le pont de la route. La halte de chemin de fer du viaduc Sainte-Marie (desservant le téléphérique Les Houches-Bellevue) permet aussi d'atteindre facilement ce point curieux. La surface de glissement, fraîchement dégagée, s'observe actuellement (1948) sur une trentaine de mètres carrés (pl. XXI, fig. 1) ; elle affecte une roche charbonneuse du Houiller. Cette surface est parfaitement plane et présente une direction approximativement N 20° W, le pendage vers l'E est légèrement supérieur à 45°, comme le montre la photographie (pl. XXI, fig. 2) prise en direction S 20° E, celle-ci permet de constater la perfection de ce plan de glissement. Le miroir de faille présente un très beau poli, il est régulièrement strié (pl. XXI, fig. 3) dans le sens horizontal et reflète ainsi la nature du dernier mouvement relatif des deux lèvres de cette fissure.

L'âge de ce dernier mouvement par rapport à la métallisation est facile à préciser : le schiste charbonneux affecté par cet accident cassant est très fortement minéralisé, parmi les sulfures on note la présence particulièrement significative de galène. Cette minéralisation est antérieure au dernier mouvement suivant le plan de striction ; en effet, aucune cristallisation ne s'est développée dans la fissure elle-même. Il est remarquable que l'éclat du miroir de faille n'a été terni par aucun phénomène métasomatique et présente une fraîcheur qui incite aussi à lui attribuer un âge relativement récent. Je crois pouvoir conclure que les derniers mouvements de striction sont ici très nettement post-alpins. J'ai pu observer par ailleurs d'autres surfaces présentant les mêmes caractéristiques, et sensiblement de même orientation.

Il semble bien que ces failles et surfaces de striction sèches soient les manifestations ultimes d'un jeu complexe, jeu dont les plissements hercyniens avaient imprimé les lignes tectoniques si nettement mises en évidence par les travaux de MM. P. Corbin et N. Oulianoff. Direction et pendage du plan de glissement que je décris restent d'ailleurs approximativement en accord avec la schistosité du cristallin, clairement indiquée sur la carte au 1/20.000^e. Les lames et coins de Carbonifère ont servi de lubrifiant aux ajustements tectoniques à la limite des complexes du Pormenaz et du Prarion, suivant la direction majeure de la zone du granite monzonitique de Servoz-Les Houches.

On sait combien la découverte de ce massif granitique devait modifier l'allure de la coupe de la vallée de l'Arve par rapport aux conceptions d'Auguste Michel-Lévy [2]. Qu'il me soit cependant permis de rappeler ici un détail de cette coupe ancienne : l'indication explicite d'un pli-faille au Pont Pelissier, à la sortie des gorges. Cet accident cassant se trouvant figuré là sensiblement dans le prolongement de la direction de l'accident que je viens de décrire, direction qui est celle des gorges elles-mêmes. Le rejeu post-alpin de tels accidents, pour n'être qu'un faible rappel calqué sur les directions des mouvements orogéniques préstephaniens n'en a pas moins pu être un facteur, parmi d'autres, du changement brusque de la direction de l'Arve [10, 11]. Je pense que c'est là une manifestation modeste mais caractéristique de la persistance hercynienne.

Il y aura lieu de comparer les caractères de ces plans de glissement des gorges de l'Arve à ceux d'autres failles et diaclases de la région du Mont-Blanc ; on sait combien nombreux sont ces accidents cassants au cœur du massif, en particulier dans la protogine. MM. P. Corbin et N. Oulianoff ont cartographié un grand nombre de failles dont ils ont pu établir l'extension grâce à la photographie aérienne — la feuille Le Tacul-Col du Géant est particulièrement démonstrative à ce point de vue.

L'étude des voies de minéralisation alpine [11] que je poursuis en bordure du massif [12] permet par ailleurs dans certains cas de mettre en évidence des mouvements délicats de rejeu de fissures minéralisées. Je signalerai ici une série d'une dizaine de failles fines qui coupent la crête oxfordienne entre la croix du col d'Anterne (2.263 m) et l'escarpement de Malm qui le domine à l'W (2.307 m) [13]. Cette série de failles, rigoureusement parallèles et parfaitement planes, a subi un premier remplissage par cristallisation de calcite. Des mouvements plus récents ayant délicatement comprimé les lèvres de ces failles, un fin réseau de

fentes transversales s'est ouvert dans la calcite. Ce réseau de fentes secondaires a été réparé par un dépôt de quartz. Le quartz peut être dégagé par attaque à l'acide, mais la dissolution naturelle de la calcite fournit en abondance des échantillons de quartz dégagé. Ces échantillons présentent une structure lamellaire, voir même tubulaire souvent très fine. Les lamelles de calcite ayant été parfois courbées, leur moulage en silice simule ainsi des déformations plastiques remarquables. Si la série des petites failles du col d'Anterne permet de faire des observations en place sur la genèse de ces quartz caverneux, des blocs de quartz aux formes contournées jonchent tous les chemins de la région. C'est ainsi que par exemple leur développement est très marqué dans le Lias, en particulier dans celui du Mont-Joly. Ces blocs aux formes froissées ne sont pas caractéristiques de failles, mais peuvent se former aussi dans des fissures et cavités de formes et dimensions fort variées. Ces quartz sont la marque de l'existence d'au moins deux stades séparés de rejeu et de cristallisation. Ils témoignent de compressions et déplacements délicats, finement réparés par leur cristallisation. Ces dentelles de silice semblent généralement avoir été laissées intactes par les ajustements tectoniques les plus récents — ceux précisément dont témoignent les plans de glissement fraîchement striés que nulle cristallisation minérale n'est encore venue recimenter.

BIBLIOGRAPHIE

1. E. de MARTONNE. — Géographie physique de la France. Paris, 1942.
2. A. MICHEL-LÉVY. — Note sur la prolongation vers le S de la chaîne des Aiguilles Rouges, montagne de Pormenaz et du Prarion. *Bull. Serv. carte géol. France*, vol. 3, 1892 (voir p. 14, fig. 5, et pl. V, coupe n° 2).
3. É. HAUG, M. LUGEON et P. CORBIN. — Sur la découverte d'un nouveau massif granitique dans la vallée de l'Arve, entre Servoz et les Houches *CR. Ac. Sc.*, tome 135, 1902, p. 1379.
4. M. LUGEON. — Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. Géogr.*, tome 10, 1901. (Voir p. 406-408 et fig. 16.)
5. P. CORBIN et N. OULIANOFF. — Recherches géologiques dans la partie SW du massif des Aiguilles Rouges. *C. R. 13^e sess. Congr. Géol. Intern.*, Bruxelles, 1922.
6. — Sur certains caractères du plissement hercynien dans la région Servoz-Les Houches (vallée de l'Arve). *CR. Ac. Sc.*, tome 176, 1923, p. 1561. Voir aussi tome 178, 1924, p. 1015 et p. 1296.
- 7a. — Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs

- du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *B. S. G. F.* (4), XXV, 1925, p. 541-553. — *CR. Ac. Sc.*, tome 182, 1926, p. 530.
- 7b. P. CORBIN et N. OULIANOFF. — Carte géologique du Massif du Mont-Blanc à l'échelle de 1/20.000^e. Feuille Servoz-Les Houches. H. Barrère, Paris, 1927. Notice : voir pl. I, coupe X.
8. M. LUGEON. — A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *B. S. G. F.* (5), XVI, 1946, p. 619-620.
9. M. GYSIN et P. DESBAUMES. — Les minerais de la région Chamonix-Le Fayet (Haute-Savoie). *Bull. Soc. fr. Minéral.*, LXX, 1947, p. 215-250.
10. R. PERRET. — L'évolution morphologique du Faucigny, Paris, 1931.
11. G. DEICHA. — Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasique en bordure SW du Massif du Mont-Blanc. *C. R. somm. S. G. F.*, 1948, p. 231.
12. — Feldspathisation alpine en bordure SW du Massif du Mont-Blanc. *Ibid.*, 1948, p. 327.
13. R. PERRET. — Carte géologique de la vallée de Sales et du cirque des Fonds 1/20.000^e. H. Barrère, Paris, 1929.
14. ED. PARÉJAS. — Géologie de la zone de Chamonix. *Mém. Soc. Phys. Sc. Nat.*, Genève, 1922.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXI

Miroir de la faille de l'Arve au viaduc Sainte-Marie (Les Houches, Haute-Savoie).

- FIG. 1. — Vue de la surface de striction dégagée par les travaux sur la rive gauche de l'Arve, au voisinage immédiat du premier pilier du viaduc. Vue prise au bord de la route nationale du Fayet à Chamonix.
- FIG. 2. — Vue du plan de glissement, prise par la tranche en direction S 20° E. Observer le pendage de cette surface, la verticale étant donnée par les troncs des sapins.
- FIG. 3. — Échantillon de la surface de striction (photographie en grandeur naturelle). On remarquera les stries fines de cette surface polie, elles présentent sur le terrain une direction horizontale.

Photos B. et G. DEICHA.

LE PRÉCAMBRIEN DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE FRANÇAISE

PAR **M. Roques**¹.

INTRODUCTION.

Au cours des années 1942 à 1945, il m'a été donné de parcourir une grande partie du territoire de l'Afrique Occidentale Française pour y étudier les formations de la vieille plate-forme de l'Ouest Africain. J'ai également pu observer les mêmes formations en Gold Coast et en Nigéria.

A cette époque venaient de paraître les synthèses de P. Legoux [33] pour l'A. O. F. et de N. R. Junner [18] pour la Gold Coast². Ces deux ouvrages ont eu le mérite d'attirer l'attention sur des problèmes clairement posés, et de situer les observations locales dans un cadre plus général. De tels essais de coordination peuvent paraître hasardeux pour des terrains sans fossiles, et des territoires aussi vastes. Ils sont cependant nécessaires, souvent plus par les objections qu'ils soulèvent que par les approbations qu'ils reçoivent. C'est cette remarque qui m'incite aujourd'hui à publier ce nouvel essai.

Les travaux d'H. Hubert [14] avaient mis en évidence en A. O. F., une série dite des *Grès horizontaux*, sous laquelle apparaît un socle constitué d'une part par des *schistes et quartzites redressés*, plissés et métamorphiques, d'autre part par un *granito-gneiss* résultant de la granitisation des schistes et quartzites redressés.

A la suite des études des géologues ayant travaillé depuis en territoire français, et des résultats acquis en Gold Coast, P. Legoux [33] est arrivé aux conclusions suivantes :

1) La base de la série des « Grès horizontaux » est d'âge *cambrien*, et le socle plissé est *précambrien*.

2) Il existe des séries précambriennes qui reposent en discordance sur le granito-gneiss. On peut grouper ces séries sous le nom de *séries intermédiaires plissées*.

3) On peut prendre en A. O. F. comme type des séries

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948.

2. Les chiffres entre crochets renvoient à la Bibliographie en fin d'article.



FIG. 1. — Esquisse du



schisteuses ou quartzeuses, antérieures à la formation du « granito-gneiss », le *Birrimien* défini en Gold Coast dans la vallée de la Birrim.

Ces conclusions restent exactes dans leurs grandes lignes. Cependant, on peut y apporter, aujourd'hui, des compléments importants.

LES DIVISIONS DU PRÉCAMBRIEN.

Je donnerai ici pour guider le lecteur, un bref aperçu des divisions que l'on peut adopter dans le Précambrien d'A. O. F., quitte à les justifier plus longuement par la suite. Ces divisions sont valables pour les régions non sahariennes de l'A. O. F. au S du 17° parallèle. J'indiquerai plus loin les parallélismes qui peuvent s'établir avec les divisions du Précambrien du Sahara.

Les *séries intermédiaires* peuvent se ramener à deux systèmes. Le *Falémien*, que je définis par la série de la vallée de la Falémé au Sénégal, est représenté au Soudan par la série de Hombori-Douentza, et au Togo par la série du Buem. Cette dernière est la plus anciennement décrite, mais sa position est moins bien définie, et c'est la raison pour laquelle je choisis le type au Sénégal. Nous donnerons le nom de *plissements falémiens* à ceux qui affectent le Falémien. Le *Tarkwaïen* a été défini dans le bassin de Tarkwa, en Gold Coast, mais on en retrouve quelques lambeaux en Côte d'Ivoire et au Sénégal. Le Tarkwaïen est plus ancien que le Falémien, dont il est séparé par une discordance récemment découverte au Sénégal. Nous désignerons sous le nom de *plissements tarkwaïens*, les plissements qui ont affecté le Tarkwaïen avant le dépôt du Falémien.

La série de l'Atacora, au Dahomey, qui se prolonge par la série des Monts du Togo, et par celle de l'Akwapimrange en Gold Coast (*Akwapimien*) n'est pas une série intermédiaire comme on le pensait jusqu'ici [33]. Elle est au contraire antérieure au « granito-gneiss », mais repose en discordance sur un socle gneissique plus ancien. Elle se place en concordance à la base du *Birrimien*. Il existe donc un système qu'on peut appeler *système birrimien* qui comprend un étage akwapimien à la base et un étage birrimien au sommet. Il se termine par des plissements que nous désignerons sous le nom de *plissements birrimiens*.

Le *granito-gneiss* de l'A. O. F. doit donc se diviser en deux : d'une part, un socle gneissique antérieur à l'Akwapimien et au Birrimien, que je désignerai sous le nom de *Dahomeyen*, du nom du Dahomey où ces formations sont bien représentées ;

TABLEAU I

Divisions du Précambrien d'A. O. F.

DIVISIONS	FACIÈS PRINCIPAUX	ROCHES PLUTONIQUES	MÉTAMORPHISME	PLISSEMENTS
Cambrien	Grès Schistes-dolomies		Nul	Horizontaux
Falémien.....	Grès-Schistes Jaspes-calcaires (a)	(b)	Nul	Plis falémiens
Tarkwaïen.....	Grès-Schistes Quartzites	(c)	Nul ou zone des micaschistes supérieurs (d)	Plis tarkwaïens
Birimien supérieur...	Laves basiques	Pluton birimien	Zone des micaschistes su- périeurs et inférieurs Migmatites birimiennes	Plis birimiens
Birimien inférieur...	Schistes			
Akwapimien.....	Quartzites			
Dahomeyen.....	Micaschistes Paragneiss	Pluton Dahomeyen (ortho-gneiss)	Zone des micaschistes Zone des gneiss Migmatites dahomeyennes	Plis dahomeyens

(a) Laves en Gold Coast (Buem volcanique) et Sierra Leone

(Rockell série, pars).

(c) Pluton tarkwaïen en Gold Coast.

(b) Filonnets de quartz.

(d) Et des micaschistes inférieurs en Gold Coast.

d'autre part, des massifs plutoniques post-birrimiens, et anté-tarkwaïens que je désignerai en abrégé sous le nom de *pluton birrimien*.

En définitive, les divisions du Précambrien d'A. O. F. peuvent

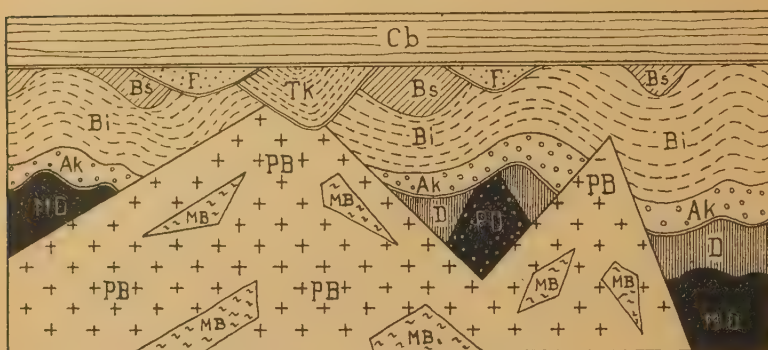


FIG. 2. — Diagramme des formations du Précambrien d'A. O. F.

Cb : Cambrien ; F : Falémien ; Tk : Tarkwaïen ; Bs : Birrimien supérieur ; Bi : Birrimien inférieur ; Ak : Akwapimien ; D : Dahomeyen ; PB : Pluton birrimien ; MB : Migmatites birrimiennes ; PD : Pluton dahomeyen ; MD : Migmatites dahomeyennes ; Double trait : discordance.

s'établir comme l'indiquent le tableau I et le diagramme de la figure 2. La répartition des différents systèmes en A. O. F. est donnée par la carte de la figure 1.

DAHOMEYEN.

Définition du Dahomeyen. — Le Dahomeyen est largement représenté dans le socle « granito-gneissique » du Dahomey que H. Hubert [13] désignait par le nom d'*Archéen*, terme également adopté au Togo et en Gold Coast [27] où ces formations se prolongent.

Cet Archéen est parfois considéré comme antérieur aux quartzites de l'Akwapimien qui constituent la longue chaîne de l'Akwapim, des Monts du Togo et de l'Atacora, et certains auteurs [29] admettent même une discordance de l'Akwapimien sur l'Archéen. L'Akwapimien n'étant pas recoupé par des formations granitiques, on pouvait supposer qu'il représentait une série intermédiaire, et que l'Archéen était un faciès très métamorphique du Birrimien. Cependant, d'autres observations tendaient à conclure à un passage progressif entre les deux formations,

ou même à une intrusion des granites de l'Archéen dans l'Akwapimien [9].

R. Pougnet, dans une note fondamentale [43], vient de résoudre cet apparent dilemme. L'Akwapimien repose bien en discordance sur un socle constitué par des micaschistes et des gneiss généralement para, mais il est localement pénétré par des granites plus tardifs, qui traversent à la fois le socle et les quartzites akwapimiens, dont ils contiennent des enclaves. Il n'y a donc pas lieu de conserver le terme d'Archéen, qui désigne à la fois des formations anté-akwapimiennes, et un pluton post-akwapimien ¹.

Je prendrai comme type des formations anté-akwapimiennes, celles qui ont été décrites par R. Pougnet dans la Moyenne Mekrou, à Dérourou, et les désignerai sous le nom de *Dahomeyen*. Quant au pluton post-akwapimien, nous verrons plus loin qu'il se confond avec le pluton birrimien, avec lequel il présente d'ailleurs de grandes analogies.

Description du Dahomeyen en A. O. F.

LE DAHOMEYEN DU DAHOMEY. — Les formations décrites par R. Pougnet dans la Moyenne Mekrou, dans le N du Dahomey sont des paragneiss à biotite et pyroxène de la zone des *gneiss inférieurs*, et des paragneiss à muscovite de la zone des *gneiss supérieurs* ². Il est possible que les *micaschistes* et les schistes de l'Alibory se situent au sommet de cette série de métamorphisme. Plus au S, des paragneiss à muscovite se retrouvent à Djougou, et des gneiss inférieurs à biotite, ou biotite et amphibole, à Bétérou.

Plus au S encore, dans la région de Savalou et Savé, apparaissent des migmatites à faciès d'embranchite, qui résultent de la migmatisation des gneiss inférieurs. Ces migmatites sont caractérisées par des faciès œillés, ou rubanés, riches en microcline. Jusqu'à ce jour, elles n'ont jamais été vues en contact avec l'Akwapimien, et leur âge relatif n'a pu être indubitablement précisé. Cependant, la probabilité est grande pour que cette migmatisation soit dahomeyenne (anté-akwapimienne). La migmatisation est en effet en relation directe avec les zones de métamorphisme du Dahomeyen, et de plus, les migmatites du Dahomeyen sont traversées par des granites plus récents, du type post-akwapimiens, que nous décrirons avec le Birrimien. Nous classerons donc, jusqu'à preuve du contraire, ces migmatites dans le Dahomeyen.

Il faut ajouter que les granites post-akwapimiens ont aussi souvent donné des migmatites, qu'il est quelquefois délicat de distinguer des

1. N. R. JUNNER et A. BATES admettent d'ailleurs actuellement que le Birrimien et les gneiss archéens constituent en Gold Coast deux systèmes indépendants (*Mem. Geol. Surv. Gold Coast*, N° 7, p. 7, 1945).

2. Voir définitions in : J. JUNG et M. ROQUES, *op. cit.*, [16] et [45].

précédentes. On peut cependant remarquer que les migmatites post-akwapimiennes ont un faciès granitique beaucoup plus marqué que les premières, et qu'elles ne sont pas en relation directe avec les zones de métamorphisme du Dahomeyen.

Le Dahomeyen du Dahomey est, en définitive, constitué par une série métamorphique représentée par des micaschistes, des gneiss et des migmatites dont le front est resté dans la zone des gneiss inférieurs. Ce Dahomeyen est plissé avec des directions générales NNE-SSO, et les formations affleurent suivant des bandes parallèles qui se prolongent au Togo, vers le SSO.

LE DAHOMEYEN DU TOGO. — Les migmatites dahomeyennes se suivent au Togo, à l'E et au S d'Atakpamé. Des affleurements typiques s'observent dans les carrières de ballast du chemin de fer à Lilikové et surtout à Cra. Les migmatites sont encore représentées par des embréchites rubanées ou plus rarement oëillées, et par des anatexites. Au N d'Atakpamé et jusqu'à Sokodé se retrouvent des gneiss inférieurs à amphibole et biotite, et des gneiss supérieurs à muscovite, mais la série métamorphique se complète par des micaschistes inférieurs à biotite, et supérieurs à séricite, ainsi que l'a montré P. Aicard¹ qui poursuit actuellement l'étude de cette région.

Il semble que l'on peut rattacher à un pluton dahomeyen la diorite quartzique métamorphique d'Anié, qui paraît antérieure aux quartzites des Monts Togo. Par contre, les granulites plus ou moins gneissiques qui se rencontrent au N de Sokodé, dans la région de Lama-Kara, sont post-akwapimiennes, si l'on en juge par les filonnets qu'elles émettent dans les quartzites des monts du Togo sur la route d'Alledjo.

Les directions des plis du Dahomeyen au Togo sont identiques à celles du Dahomey.

LE DAHOMEYEN DU SOUDAN. — J'ai montré l'identité qui existe entre la série d'Ansongo sur le Niger au Soudan, et la série akwapimienne de l'Atacora [46].

Les *gneiss de Bourré* apparaissent en discordance sous la série d'Ansongo, et se retrouvent en galets à la base de cette série. Ils appartiennent donc au Dahomeyen.

Il s'agit d'un petit massif d'ortho-gneiss finement oëillés, à séricite et amphibole, dans lequel on retrouve des amas résiduels du granite à amphibole originel, cataclastique, avec quelques feuillets de schistes à séricite antérieurs. Ces formations appartiennent à la zone des mica-schistes supérieurs.

LE DAHOMEYEN DE GUINÉE. — J'ai montré avec A. Obermuller [42] qu'il existait, dans la partie orientale de la Guinée, une série quartziteuse métamorphique, ou série du Simandou, qui repose en discordance sur les gneiss de Guinée (fig. 3).

La série du Simandou présente des analogies certaines avec l'Akwa-

1. Indication orale de P. AICARD.

pimien, par son faciès essentiellement quartziteux, et par le fait qu'elle est antérieure aux dernières venues granitiques. La série métamor-



— FIG. 3. — Carte de la Chaîne du Simandou en Guinée,
d'après A. Obermuller.

d : dolérites primaires ; S : Série du Simandou ; A : Amphibolites dahomeyennes ;
D : Autres schistes cristallins dahomeyens.

phique des gneiss de Guinée sur laquelle elle repose peut dès lors être classée dans le Dahomeyen.

Les *gneiss de Guinée* affleurent en Guinée orientale suivant une bande large de 40 à 60 km, orientée NNE-SSO, de Beyla à la frontière de Sierra Leone, entre les granites birrimiens du pays de Macenta à l'W, et les granites de Côte d'Ivoire à l'E. Ils sont essentiellement représentés par des migmatites à faciès d'embréchites rubanées, de tendance leptynique, à biotite seule le plus souvent. Dans ce faciès fondamental se rencontrent de nombreux septa de formations variées qui ont été minutieusement cartographiés par A. Obermuller [41]. Ce sont des gneiss inférieurs à plagioclase et biotite, mais surtout des amphibolites, ou pyroxénites et des quartzites clairs. Il est souvent difficile de distinguer ces derniers de ceux de la série de Simandou, qui ont été fortement plissés, et peuvent constituer de petits synclinaux pincés dans les gneiss. Il faut cependant remarquer que l'on trouve dans le Dahomeyen, à côté de quartzites à magnétite ou oligiste semblables à ceux de la série du Simandou, des quartzites à minéraux, grenat et plus typiquement sillimanite, qui paraissent être absents dans la série supérieure.

La série des gneiss de Guinée se retrouve en Basse-Guinée, sous forme de gneiss à biotite, et d'anatexites, dans la région de Coyah et Dubréka. L. Delaire qui poursuit l'étude de cette région, a montré l'extension de ces formations en direction de Forecariah¹.

LE DAHOMEYEN DU SÉNÉGAL. — J'ai montré avec M. Nicklès [40] que la série des quartzites de Bakel, sur le Sénégal, offre une analogie de faciès remarquable avec l'Akwapimien, et qu'elle repose sur les micaschistes de Thiagnaf, probablement en discordance.

On peut donc classer les micaschistes de Thiagnaf dans le Dahomeyen. Ce sont des micaschistes sériciteux à biotite, alternant avec des paragneiss sériciteux à grain fin, à biotite, qui représentent des couches primitivement feldspathiques. Cet ensemble appartient à la zone de métamorphisme des micaschistes inférieurs.

LE DAHOMEYEN DANS LES TERRITOIRES LIMITROPHES DE L'A. O. F. — Dans ces territoires, le Dahomeyen paraît représenté en Gold Coast [18] par les gneiss et migmatites de l'Archéen, et en Sierra Leone par la série dite des « cristallin schists » [17].

Le métamorphisme dahomeyen. — On voit de ce qui précède qu'il existe, dans l'ensemble du territoire non saharien de l'A. O. F., une série métamorphique dahomeyenne complète, allant de la zone des micaschistes supérieurs à celle des gneiss inférieurs, avec un front de migmatites à la base des gneiss inférieurs, et quelques roches plutoniques tardives (diorite d'Anié, granite de Bourré). On peut cependant se demander si ces zones appartiennent bien à un métamorphisme général dahomeyen (anté-akwapimien) ou au métamorphisme général plus tardif qui

1. Indication orale de L. DELAIRE.

affecte l'Akwapimien et le Birrimien ainsi que nous le verrons plus loin. Il est certain en effet que des roches dahomeyennes ont eu à subir les effets de ce deuxième métamorphisme. C'est le cas, par exemple, du granite de Bourré au Soudan, qui a été métamorphisé dans la zone des micaschistes supérieurs, avec la série d'Ansongo qui le recouvre. Mais dans d'autres cas, comme au Sénégal, au Togo, ou au Dahomey, les zones de métamorphisme du Dahomey paraissent beaucoup plus indépendantes des zones que l'on peut observer, difficilement d'ailleurs, dans les quartzites de l'Akwapimien. Il semble donc que les zones du Dahomeyen appartiennent bien à un métamorphisme dahomeyen, et qu'elles n'ont été que peu modifiées par le métamorphisme birrimien.

Les plissements dahomeyens. — Le Dahomeyen a été affecté de plissements intenses sur lesquels nous reviendrons dans le chapitre relatif à la structure de l'A. O. F.

AKWAPIMIEN ET BIRRIMIEN.

La discordance de base de l'Akwapimien. — La série de l'Akwapimien est essentiellement constituée par des quartzites de teinte claire, qui en font un niveau caractéristique, donnant dans le relief des chaînons montagneux très aisément repérables. Toutes les séries quartzeuses analogues connues en A. O. F. se placent stratigraphiquement au-dessus des formations plus métamorphiques que nous avons classées dans le Dahomeyen. Et dans tous les cas étudiés, on a pu mettre en évidence à la base de ces séries, ou une discordance, ou une apparence de discordance.

Au Togo et au Dahomey, la discordance paraît évidente en de nombreux points par l'étude des plongements et des contours dans les deux séries, si l'on a soin d'exclure les massifs de granites post-akwapimiens. Cette discordance a été observée en Gold Coast par A. Bates [9 bis]. En A. O. F., le contact même de discordance n'a, jusqu'à ce jour, pas pu être vu en raison de la présence très constante d'éboulis au pied des chaînons quartzeux. Pour la série de Bakel, au Sénégal, les directions et les contours indiquent aussi une discordance sur les micaschistes de Thiagnaf, mais comme au Togo et Dahomey, le contact n'a pu être observé. Dans la chaîne du Simandou en Guinée, la discordance apparaît encore très bien cartographiquement (fig. 3), mais au contact même, la schistosité due au métamorphisme intense, masque la stratification. Par contre, au Soudan, la série des quartzites

d'Ansongo débute par des arkoses métamorphiques et par des conglomérats contenant des galets du granite sous-jacent, et la discordance est ici indubitable.

Rien ne s'oppose donc à admettre dans tous les cas, une discordance de l'Akwapimien sur le Dahomeyen.

Les relations du Dahomeyen, de l'Akwapimien et du Birrimien. — L'Akwapimien de Gold Coast a, jusqu'à ce jour, été souvent considéré comme postérieur aux venues granitiques majeures. Ce caractère l'opposait au Birrimien, et en faisait une formation plus récente. N. R. Junner le considère même comme postérieur au Tarkwaïen [17].

Cette conception doit être aujourd'hui révisée. Nous avons indiqué plus haut que les formations typiquement akwapimiennes de l'Atacora sont en réalité antérieures à des venues granitiques analogues à celles qui traversent le Birrimien. Il en est de même pour la série à faciès akwapimien de Bakel au Sénégal, antérieure aux granites de Guidimaka, et pour la série du Simandou en Guinée. De telles constatations remettent en question le problème de l'âge relatif du Birrimien et de l'Akwapimien. Et ceci d'autant plus qu'on ne peut manquer d'être frappé du fait que les formations qui apparaissent sous l'Akwapimien ont presque toujours des faciès très nettement différents du Birrimien typique.

Trois régions différentes peuvent fournir par observation directe, des indications sur les relations réelles qui existent entre les séries à faciès birrimien, et les séries à faciès akwapimien.

1) Au Dahomey, dans la vallée de l'Irikouakou, au N de Natitingou, les quartzites de l'Atacora sont surmontés en concordance par des schistes sériciteux dont les faciès rappellent ceux du Birrimien inférieur¹.

2) Au Soudan, dans la vallée du Niger, la série schisteuse de Labbezenga, à faciès birrimien, repose en concordance sur la série quartziteuse d'Ansongo [46].

3) A Bakel, dans la vallée du Sénégal, la série schisteuse de Youpé-Amady, à faciès birrimien, repose en concordance sur la série quartziteuse de Bakel [40].

Il faut conclure de ces observations que l'Akwapimien se situe en concordance à la base du Birrimien. Il existe ainsi un *système birrimien* groupant les deux étages de l'Akwapimien et du Birrimien, et reposant en discordance sur le système plus ancien du Dahomeyen.

Des objections ont récemment été faites à ces conclusions [9 bis].

1. Communication orale d'une observation encore inédite de R. PUGNET.

Pour N. R. Junner, l'ensemble Akwapimien-Buém-Voltaïen¹ forme un cycle normal, postérieur au Tarkwaïen, et à fortiori au Birrimien. Cependant, aucune observation directe ne permet de préciser en Gold Coast les relations de l'Akwapimien et du Birrimien ou du Tarkwaïen. Pour P. Legoux, l'assimilation des quartzites de l'Akwapimien, avec les quartzites d'Ansongo ou de Bakel est contestable. Nous remarquerons à ce sujet que cette assimilation est basée non seulement sur une très frappante similitude de faciès, mais encore sur une position stratigraphique analogue de ces séries, qui apparaissent toutes entre un socle très métamorphique, à faciès dahomeyen, et une série schisteuse à faciès birrimien. Cette assimilation ne paraît donc pas plus contestable que celle qui a permis à P. Legoux d'attribuer un âge birrimien aux séries schisteuses anté-granitiques de l'A. O. F. Indiquons enfin que A. Bates a souligné que partout où il a vu l'Akwapimien reposer en Gold Coast sur les granites intrusifs dans le Birrimien, le contact n'est pas une discordance, mais une surface de chevauchement, qui ne permet pas de se prononcer sur les relations stratigraphiques exactes de ces formations. Par contre l'Akwapimien légèrement métamorphique repose en discordance sur l'Archéen (Dahomeyen) près de Prampram, à l'E d'Awa.

Caractères généraux de l'Akwapimien et du Birrimien. — L'Akwapimien est, nous l'avons dit, essentiellement constitué par des quartzites de teinte claire, peu stratifiés, mais souvent schisteux, résistant bien à l'érosion. Il s'agit probablement de sables continentaux, d'une épaisseur de plusieurs milliers de mètres.

En Gold Coast, les auteurs anglais ont montré que l'on pouvait distinguer un Birimien inférieur, et un Birrimien supérieur. Cette distinction paraît valable en A. O. F. où les formations présentant le faciès du Birrimien supérieur de Gold Coast jalonnent des lignes synclinales dans le Birrimien.

Le Birrimien inférieur est représenté essentiellement par des formations phylliteuses : schistes, schistes arkosiques ou tufacés, avec des intercalations de quartzites feldspathiques, de laves, et très rarement de couches calcaires, ou dolomitiques. On peut retrouver localement dans la série quelques récurrences du faciès akwapimien, sous forme de bancs généralement peu épais de quartzites clairs. C'est une épaisse série compréhensive, de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur qui donne des régions de plaines très latéritisées où les affleurements sont rares.

Le Birrimien supérieur présente des faciès assez analogues, mais il est caractérisé par des intercalations nombreuses de roches

1. Le Voltaïen est l'équivalent en Gold Coast des « grès horizontaux » primaires en A. O. F.

vertes, représentant des coulées de laves basiques métamorphiques. Il résiste mieux à l'érosion que le Birrimien inférieur, et affleure dans des régions de chaînons montagneux.

Description de l'Akwapimien et du Birrimien en A. O. F.

AKWAPIMIEN ET BIRIMIEN DU TOGO ET DU DAHOMEY. — L'Akwapimien constitue la chaîne de l'Atacora, des monts du Togo et de l'Akwapim-range en Gold Coast, qui se suit sur 900 km entre le double V du Niger et la côte. Il est formé de quartzites de teinte claire, d'aspect saccharoïde, à grain variable, tantôt fin, tantôt grossier, dont la schistosité est fréquemment soulignée par des plans à muscovite, ou sérécite. La stratification concorde avec la schistosité, et elle est marquée par des intercalations assez rares de couches de schistes ou de micaschistes. On y connaît également des quartzites et des schistes à hématite, des intercalations d'amphibolites, et même de calcaires.

Le Birrimien inférieur ne paraît représenté dans cette chaîne que par les schistes séréciteux de l'Irikouakou, au Dahomey.

Le Birrimien supérieur manque complètement.

Le métamorphisme de l'Akwapimien paraît augmenter lorsqu'on va du S vers le N. Dans la région d'Accra, il appartient à la zone des micaschistes supérieurs, ainsi qu'on peut en juger par les intercalations de schistes satinés dans les quartzites. A hauteur d'Atakpamé, il se situe dans la zone des micaschistes inférieurs et les intercalations phylliteuses renferment de la biotite et du grenat. La zonéographie de ces formations n'est du reste pas connue actuellement dans le détail.

Le plissement est également très variable et va de simples ondulations, à des plis serrés, souvent même couchés.

AKWAPIMIEN ET BIRIMIEN DU SOUDAN ET DU NIGER. — Des formations que l'on peut rattacher à l'Akwapimien et au Birrimien existent dans le Soudan oriental, où je les ai décrites en détail [46] dans la boucle du Niger.

L'Akwapimien est représenté par la *série d'Ansongo* qui débute par des arkoses métamorphiques (leptynites) et conglomérats, et se termine par des quartzites identiques à ceux des Monts du Togo. Vers la base de cette série, se rencontre un niveau manganifère à pyrolusite, reconnu par L. Desplagnes [10] près d'Ansongo.

La *série de Labbezenga* présente les faciès du Birrimien inférieur : schistes séréciteux, quartzites feldspathiques, schistes tufacés et, exceptionnellement, des lentilles calcaires ou dolomitiques.

Enfin, la *série de Yatakala*, avec roches vertes et tufs volcaniques basiques métamorphiques interstratifiés dans des schistes séréciteux est l'équivalent du Birrimien supérieur.

Toutes ces formations sont métamorphisées dans la zone des micaschistes supérieurs et fortement plissées.

Les séries de Labbezenga et de Yatakala se retrouvent plus au S au Niger, dans les régions de Niamey, Téra et Dori.

Au Soudan occidental, le Birrimien supérieur, représenté par des roches vertes, constitue la chaîne du Baoulé, au N de Bougouni.

Divers bassins birrimiens, s'étendant principalement sur les territoires limitrophes, empiètent sur le Soudan. Dans le Soudan oriental, c'est à Ouahigouya, le bassin de la Volta Blanche (Côte-d'Ivoire). Dans le Soudan occidental ce sont les bassins de la Bagoé (Côte d'Ivoire), de Siguiri (Guinée) et à Satadougou, le bassin de Kédougou (Sénégal).

AKWAPIMIEN ET BIRRIMIEN DE LA CÔTE D'IVOIRE¹. — On ne connaît pour l'instant, en Côte d'Ivoire, aucune formation susceptible d'être rattachée avec certitude à l'*Akwapimien*. En fait, tous les affleurements du Birrimien de cette région apparaissent comme des lambeaux flottant dans des granites plus récents et anté-tarkwaïens. Le substratum dahomeyen de ces formations n'est connu en aucun point, et il n'est pas possible de savoir si la base du Birrimien présente, ici encore, le faciès akwapimien. Les seuls témoins que l'on pourrait peut-être rapporter à l'Akwapimien sont de nombreux lambeaux de quartzites blancs, accompagnés d'amphibolites et enclavés dans les granites de la région de Man à Toulepleu où ils ont été récemment étudiés par Bolgarsky [4]. Cependant, il n'est pas dit que ces quartzites n'appartiennent pas en partie au moins au Dahomeyen, dont on sait qu'il présente aussi des faciès quartziteux dans la région voisine de Guinée orientale.

La position des principaux bassins birrimiens de la Côte d'Ivoire a pour la première fois été indiquée par P. Legoux sur sa carte au 1/5.000.000^e de l'A. O. F. [33]. Depuis, G. Arnaud [1] a pu distinguer le Birrimien supérieur du Birrimien inférieur sur les cartes jointes à son étude des ressources minières de l'A. O. F.

Les plus importants des bassins schisteux du *Birrimien inférieur* de Côte d'Ivoire sont les bassins de la Bagoé, et de la Volta Blanche dans le N, et les bassins du Yaouré et de la Basse Comoé dans le S. Ce dernier n'est du reste que le prolongement du bassin birrimien de Gold Coast. Le bassin de la Basse Comoé a été décrit par les auteurs des feuilles de Bouaké [6] de la carte géologique d'A. O. F. au 1/500.000^e. On sait que ces bassins sont essentiellement constitués par des schistes, des schistes arkosiques ou tufacés et des quartzites feldspathiques de teinte généralement sombre. Mais la stratigraphie détaillée de ces formations reste encore à établir et les plissements souvent très serrés, la monotonie des faciès et l'absence d'affleurements ne facilitent pas ce travail.

Le *Birrimien supérieur* est représenté dans des chaînons qui sont soit en position synclinale dans des schistes du Birrimien inférieur, soit en lambeaux isolés dans des granites plus récents.

Les principaux sont la chaîne de la Haute Comoé, dans le bassin de

1. Y compris la Haute Volta, qui a été récemment à nouveau séparée administrativement de la Côte d'Ivoire.

la Bagoé; la chaîne de Houndé qui prolonge au N le bassin de la Basse Comoé; la chaîne de la Volta Noire à l'E de la précédente; les chaînons de Kaya dans le bassin de la Volta Blanche; les chaînons du Yaouré dans le bassin du Yaouré, et enfin la chaîne de Oumé, entre le Yaouré et le bassin de la Basse Comoé.

Dans le Yaouré, E. W. Molly [38] a donné la coupe suivante du Birrimien supérieur, de haut en bas :

1. Zone de roches vertes tectonisées, constituée par des roches volcaniques anciennes, diabases, laves porphyriques, roches ultrabasiques, fortement plissées et écrasées, souvent métamorphisées en amphibolites et schistes verts calciques et chloriteux. Épaisseur 1.500 à 1.800 m.
2. Zone manganésifère formée de phyllades grises et noires, phyllites graphiteux, schistes tufacés rouges et des quartzites à spessartine (gondites) associés à des oxydes de manganèse. Épaisseur 500 m.
3. Zone quartzreuse comprenant des quartzites blancs ou mauves saccharoïdes, qui, d'ailleurs, ne constituent pas un niveau continu bien déterminé.
4. Zone schisteuse groupant des phyllades et schistes divers, calc-schistes, schistes argileux, schistes arkosiques, généralement peu métamorphiques.

On remarquera la présence du niveau manganifère qui paraît très constant dans le Birrimien supérieur de la Côte d'Ivoire, comme de la Gold Coast, où il est exploité à N'Suta. C'est un niveau de sédiments manganifères dans lequel le métamorphisme a donné du grenat spessartine. En Gold Coast, cet horizon est situé dans la partie supérieure du Birrimien supérieur et l'on retrouve des roches vertes au-dessous. Cette remarque conduit à attribuer les niveaux 3 et 4 au Birrimien supérieur, bien qu'ils ne renferment pas de roches vertes. Il ne semble donc pas que la coupure soit extrêmement précise, et le Birrimien supérieur peut être regardé comme un faciès terminal du Birrimien, débutant plus ou moins tôt, suivant les régions.

Ajoutons que le Birrimien supérieur, en Côte d'Ivoire comme en Gold Coast présente des horizons aurifères, où une imprégnation secondaire de quartz arsénio-sulfuré paraît s'être fixée dans les niveaux privilégiés.

La stratigraphie des autres chaînes de la Côte d'Ivoire n'a pas encore fait l'objet de publications détaillées. On sait seulement que l'on y observe des faciès analogues à ceux du Yaouré. L'horizon manganifère a en particulier été retrouvé à Thieré, dans la chaîne de Houndé.

Le *métamorphisme* qui affecte toujours le Birrimien de la Côte d'Ivoire appartient à la zone des micaschistes supérieurs, dans laquelle la biotite est absente. Aucune zone plus profonde de métamorphisme régional n'a pu, jusqu'ici, être mise en évidence en Côte d'Ivoire.

Cependant, les faciès plus métamorphiques du Birrimien ne sont pas rares. Mais on les rencontre toujours étroitement localisés dans

des auréoles de contact, à la bordure des massifs granitiques. Nous y reviendrons à propos de la description de ces granites.

Le plissement du Birrimien est le plus souvent intense, avec des plongements presque toujours compris entre 60 et 90°. La direction des plis est N, NNE ou NE.

AKWAPIMIEN ET BIRRI MIEN DE GUINÉE. — L'*Akwapimien* est représenté en Guinée orientale par la série du Simandou [41, 42] qui affleure dans les chaînes du Simandou et des Monts Nimba. Elle est constituée essentiellement par des quartzites rubanés à magnétite et hématite, où des lits quartzeux clairs alternent avec des lits ferrugineux. On trouve également des bancs de quartzites à muscovite, mais ils sont rares. Il y a donc lieu de remarquer que les faciès ne sont pas essentiellement différents de ceux de l'*Akwapimien* du Togo et du Dahomey, mais que les fréquences relatives des faciès ferrugineux et des faciès à muscovite sont inversées. Comme dans l'*Akwapimien* type, il existe des intercalations de micaschistes à biotite, et d'amphibolites. M. Lamotte et P. Routhier [31] ont donné la coupe suivante du flanc SE du synclinal des Monts Nimba, de haut en bas :

1. Quartzites à magnétite — 450 m.
2. Amphibolites et schistes amphiboliques — 500 m.
2. Quartzites à magnétite — 900 m.
4. Micaschistes graphiteux à biotite, et localement grenat et staurotide — 50 m.
5. Quartzites à magnétite et quartzites à muscovite — 3.500 m.

La coupe ne paraît pas avoir une signification très générale, en raison du manque de continuité des horizons phylliteux ou amphiboliques, mais elle donne une idée de l'épaisseur minimum de la série (5.400 m). Bien que la série flotte ici sur des granites plus récents, le niveau 5 doit approximativement correspondre à la base, car la série a joué, comme souvent au Togo et Dahomey, le rôle d'écran à la granitisation, et n'est pénétrée que de petits filonnets. Elle est du reste semblable à la base de la série dans la chaîne du Simandou dont le substratum est en majeure partie dahomeyen. Par contre, le sommet de la série du Simandou est inconnu, car elle apparaît dans des synclinaux pincés où le Birrimien a disparu par érosion.

Le métamorphisme appartient nettement à la zone des micaschistes inférieurs.

Le *Birrimien inférieur* apparaît en Guinée orientale dans le bassin Siguiri, sur le Niger, où il a été décrit par R. Gouloubinow [12]. Il s'agit d'une série de schistes séréciteux peu métamorphiques, avec arkoses et quartzites subordonnés, dont la stratigraphie est encore mal connue.

Le *Birrimien supérieur* constitue la bordure du bassin de Siguiri dans la chaîne du Niandan. La coupe que j'ai pu relever avec A. Chermette, dans un versant isoclinal à Soubakô, est la suivante, de haut en bas :

1. Roches vertes, massives ou schisteuses, alternant avec schistes lie de vin ou tufs métamorphiques, et schistes à actinote. Plusieurs centaines de mètres.
2. Quartzites à grain fin, blancs ou verts, parfois jaspoïdes, minéralisés. Épaisseur 10 à 30 m.
3. Schistes lie de vin à structure bréchique. Épaisseur 50 m.
4. Calcschistes noirs à structure bréchique. Épaisseur visible 5 m.

Il s'agit donc bien de Birrimien supérieur dont le niveau 2 est minéralisé, comme en Gold Coast et en Côte d'Ivoire. Le métamorphisme y est de la zone des micaschistes supérieurs. La série est isoclinal, avec plongements de l'ordre de 60°.

En basse Guinée, L. Delaire a retrouvé dans la vallée de la Kolenté, près de Laya, une série schisteuse qui peut être assimilée au Birrimien inférieur. Il s'agit du reste du prolongement de la *série de Marampa* en Sierra Leone. Dans ce dernier territoire, la *série de Kambui* présente de grandes analogies avec la série akwapimienne du Simandou.

AKWAPIMIEN ET BIRRIMIEN DU SÉNÉGAL. — Ces formations affleurent suivant une bande étroite, bordant le bassin tertiaire du Sénégal, traversant le Sénégal à hauteur de Bakel et se poursuivant en Mauritanie. Elles ne sont recoupées que par de petits massifs granitiques birrimiens.

Les *Quartzites de Bakel* [40] à la base représentent l'Akwapimien. Ce sont des roches de teinte claire, blanches, vertes ou roses, avec des bancs massifs très épais à stratification peu visible, exclusivement composés de quartz, des couches de quartzites à muscovite à schistosité concordante, et des intercalations de schistes sériciteux. Ces formations sont recoupées de filonnets de quartz secondaire. La série se classe dans la zone des micaschistes supérieurs. Elle est plissée en direction NE, avec des plongements ne dépassant pas 45°.

Au SE de Bakel, cet ensemble plonge vers le SE, sous les schistes de *Youpé Amadi*, à faciès de Birrimien inférieur. Ce sont des schistes sériciteux ocre, verts ou violacés, alternant avec des schistes quartzeux, parfois un peu feldspathiques. Ces schistes se situent au sommet de la zone des micaschistes supérieurs.

Le Birrimien constitue encore au Sénégal le bassin de Kédougou, se prolongeant au Soudan vers Satadougou. Le Birrimien inférieur y est représenté par la série schisteuse de Kédougou, avec schistes, schistes tufacés et schistes arkosiques. Le Birrimien supérieur constitue la chaîne de Mako en bordure W du bassin, un peu à l'E de Niocolo-Koba. On y observe des roches volcaniques métamorphiques interstratifiées dans des schistes sériciteux. L'ensemble est atteint d'un métamorphisme de la zone des micaschistes supérieurs.

Le métamorphisme birrimien. — Ainsi que nous l'avons vu au cours des descriptions locales, l'Akwapimien et le Birrimien sont affectés par un métamorphisme régional, d'intensité relativement faible, puisque seules les zones des micaschistes supé-

rieurs ou inférieurs sont représentées. D'une façon schématique, on peut dire que l'Akwapimien a été placé dans la zone des micaschistes inférieurs, et le Birrimien dans celle des micaschistes supérieurs.

Dans certains cas cependant, comme à Bakel, à Ansongo ou en Gold Coast, l'Akwapimien n'a pas atteint la zone des micaschistes inférieurs, et la différence de métamorphisme entre Akwapimien et Birrimien devient beaucoup moins sensible. Il n'en reste pas moins que l'on retrouve ici la règle déjà énoncée que, dans une série continue, et sur une même verticale, les terrains les plus anciens sont plus métamorphiques que les terrains plus récents.

On peut du reste se poser, comme pour le Dahomeyen, la question de savoir si le métamorphisme régional qui affecte le Birrimien n'est pas d'âge tarkwaïen. Mais ici, la réponse est encore beaucoup plus évidente, en raison du fait que le métamorphisme tarkwaïen est le plus souvent faible.

LE PLUTON BIRIMIEN.

Le métamorphisme régional qui affecte le Birrimien ne présente aucune particularité remarquable susceptible de le différencier de celui qui affecte le Dahomeyen par exemple, et nous venons de voir qu'on y observe des zones de métamorphisme analogues à celles qui existent dans les séries cristallines en beaucoup d'autres régions.

Il n'en est pas de même si l'on considère l'ensemble des venues plutoniques qui ont accompagné ou suivi ce métamorphisme régional. Ce sont elles qui donnent au système birrimien une marque bien particulière, et qui le distinguent très nettement du Dahomeyen et du Tarkwaïen.

L'ampleur extraordinaire de ces manifestations plutoniques est le caractère qui frappe le plus, dès l'abord, car la surface couverte, en A. O. F. dépasse le million de kilomètres carrés. Mais en fait de granite, comme ailleurs, « seul le premier kilomètre coûte », et les massifs birrimiens ne mériteraient pas une attention spéciale s'ils ne présentaient d'autres particularités qui ont d'ailleurs souvent dérouté les observateurs.

Il serait hors de propos de donner ici une description détaillée de ces immenses massifs plutoniques. Mais il me paraît nécessaire d'indiquer, au moins sommairement, les principaux caractères de ces massifs. Nous nous limiterons aux gisements batholitiques, en laissant de côté les gisements en laccolithes, ou en

filons, qui existent en A. O. F. mais ne jouent qu'un rôle subordonné.

Les différents types de gisements batholitiques. — J'ai indiqué avec J. Jung [16] que l'on pouvait distinguer dans le Massif Central français deux types extrêmes de gisement batholitique.

Le premier est le *batholite d'anatexie* qui se développe à la base des complexes de migmatites. Il se reconnaît aisément au passage progressif de sa bordure aux zones successives de migma-

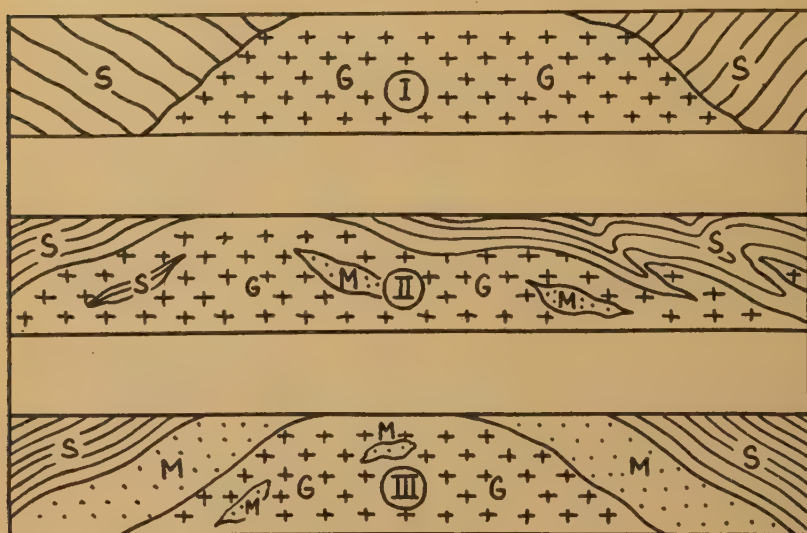


FIG. 4. — Schéma des différents types de batholites.

I : Batholite intrusif discordant ; II : Batholite intrusif concordant ; III : Batholite d'anatexie ; G : Granite ; M : Migmatites ; S : Terrains encaissants.

tites, sans limite aucune d'intrusion. Ce type n'existe pas en A. O. F. au Birrimien. Il est vraisemblable qu'il existe par contre au Dahomeyen, sous les migmatites qui apparaissent à la base des gneiss dahomeyens, mais il n'a pas encore été mis en évidence.

Le deuxième est le *batholite normal* ou *discordant* pour lequel le contour extérieur est discordant et recoupe à l'emporte-pièce les formations antérieures. Ce type existe en A. O. F. au Birrimien, mais il est relativement rare.

Un troisième type existe en A. O. F. et c'est de beaucoup le plus banal au Birrimien. Il s'agit d'un *batholite intrusif*

concordant, qui se distingue du batholite d'anatexie par ce qu'il possède une bordure intrusive, sans passage progressif à des migmatites, et du batholite discordant parce que le contour est concordant avec la schistosité des formations antérieures, sans que l'on puisse, pour autant, lui attribuer un gisement laccolithique (fig. 4).

Batholites birrimiens concordants. — Ils forment de beaucoup la masse principale des batholites birrimiens, et sont en majeure partie, constitués par des granites et des roches congénères.

Ces granites traversent indifféremment tous les terrains, du Dahomeyen au Birrimien supérieur inclus. Par contre, le Tarkwaïen les recouvre en transgression, et on les retrouve en galets dans les conglomérats de cet étage. L'extension de ces massifs est donnée par la carte de la figure 1. Ils sont désignés en Gold Coast sous le nom de *granite de Cape Coast*.

Leur caractère différentiel est donné par leur contour extérieur qui est toujours concordant ou sub-concordant avec la schistosité des terrains encaissants, tout en gardant un caractère intrusif, c'est-à-dire un contact net avec ces terrains.

Sur leur bordure, les terrains encaissants sont métamorphisés par contact. Cette action est beaucoup plus perceptible dans les terrains birrimiens peu métamorphiques de Côte d'Ivoire, par exemple, que dans le Dahomeyen ou l'Akwapimien du Dahomey ou de Guinée, où il existe cependant encore.

L'auréole et le contact du massif de Côte d'Ivoire est bien visible à Tiassalé, sur le Bandama, par exemple. Sur quelques centaines de mètres, on voit les schistes du Birrimien inférieur se charger de biotite, et au voisinage immédiat du granite, d'andalousite. Le contact avec le granite est franc, bien que l'on retrouve quelques lentilles de granite dans le lit du Bandama en avant du contact. Il convient de remarquer que dans l'auréole, les minéraux de néoformation sont orientés parallèlement à la schistosité, et au contact concordant du granite. La roche garde une allure de schiste cristallin, plutôt qu'une allure de cornéenne. Il faut en conclure qu'une tension résiduelle de métamorphisme régional s'exerçait au moment de la mise en place du granite. Nous allons du reste en retrouver les effets au centre même du massif.

En dehors de leur contour et de leur auréole, les batholites intrusifs concordants présentent un autre caractère qui permet souvent de les distinguer même en dehors des zones de bordure. Ce caractère est l'*hétérogénéité* extrême du massif, hétérogénéité qui est due à des causes très diverses.

La première cause d'hétérogénéité est la variation de texture

et de structure de la roche en relation avec des variations dans les conditions de cristallisation. On trouve d'abord une *texture granitique normale*, dans laquelle aucune orientation des minéraux n'est visible. La structure correspondante est grenue, sans déformation des minéraux. Mais, il arrive fréquemment que cette texture granitique normale change progressivement à l'intérieur d'un même massif, souvent très rapidement. Les différenciations les plus courantes vont de bouffées pegmatitiques diffuses, à des ségrégations aplitiques, sans contour net. Assez souvent aussi, apparaissent des faciès porphyroïdes, soit sporadiquement, soit au contraire sur de grandes étendues. En Gold Coast, ce faciès porphyroïde du granite de Cape Coast est connu sous le nom de *granite de Winneba*.

A côté de ces textures normales existent des *textures fluidales*, dans lesquelles apparaît l'orientation plus ou moins parfaite de certains minéraux, parallèlement à une direction de fluidalité. La structure correspondante est grenue, orientée sans déformation des minéraux.

Ces structures fluidales sont, en fait, assez rares, et l'on rencontre beaucoup plus fréquemment une *texture granitique schisteuse*, dans laquelle la roche présente une schistosité nette. La structure correspondante est encore grenue, mais cataclastique, avec cicatrisations, ou même recrystallisations. Dans les cas extrêmes, on passe à une texture gneissique, et une structure granoblastique, et la roche est alors un orthogneiss.

Il convient de remarquer que les granites présentant de telles structures ont souvent été confondus avec les mylonites qui jalonnent les lignes de dislocation tectonique, et les observateurs ont été déroutés de constater qu'ils ne s'alignaient pas sur des zones de fracture [31]. En fait, outre que ces roches déformées se distinguent même au microscope de vraies mylonites¹, on constate sur le terrain qu'elles se répartissent en apparence au hasard dans les massifs considérés, mais que leur schistosité est toujours réglée sur celle des terrains encaissants. Il faut les considérer comme des roches transformées sous l'action d'une tension résiduelle de métamorphisme s'exerçant sur les zones les plus jeunes du batholite. Cette distinction a du reste déjà été mise en évidence par P. Legoux [32] à propos du massif de Man en Côte d'Ivoire.

1. Dans ces roches, les minéraux ont subi un glissement différentiel lit par lit, avec structure en mortier, plutôt qu'un écrasement véritable. La cristallisation a continué pendant la déformation, cicatrisant les fissures. Une recrystallisation a pu suivre. Enfin, la biotite n'est souvent pas chloritisée comme c'est toujours le cas dans les mylonites tectoniques.

Une deuxième cause de l'hétérogénéité des batholites concordants est la multiplicité des venues éruptives dans un même massif, où l'on peut observer plusieurs types de granites minéralogiquement différents se recoupant mutuellement. La succession la plus fréquente est celle d'un *granite à gros grain*, recoupé par des masses importantes d'un *granite plus leucocrate, à grain plus fin*, suivi à son tour de *pegmatites et d'aplites*.

Mais à côté de ces injections successives, on peut également noter des différenciations sur place de types variés. Un magnifique exemple d'une telle différenciation est donné par le massif de Man, décrit par P. Legoux [32], en Côte d'Ivoire. On voit là une série analogue à celle de la charnockite des Indes, avec des faciès allant de granite à hypersthène jusqu'à des norites, se différencier en un vaste massif au cœur des granites à biotite ou amphibole de l'immense batholite de la Côte d'Ivoire. Qu'il s'agisse là d'un phénomène de différenciation, comme l'a montré P. Legoux, et non d'un phénomène d'endomorphisme comme il en existe ailleurs, nous le verrons, on ne peut en douter, si l'on note que les migmatites que l'on observe dans le massif, ont elles-mêmes un caractère anormal (perthite, hypersthène). C'est donc bien le granite qui a modifié ses enclaves et non l'inverse.

Une troisième cause d'hétérogénéité est l'abondance d'enclaves que l'on rencontre dans ces massifs. Dans les parties à textures grenues, elles ont généralement des formes anguleuses et ne sont pas orientées. Dans les parties schisteuses, ces enclaves affectent l'allure de septa allongés parallèlement à la schistosité. Leur dimension est extrêmement variable, et dans certains cas, ils constituent dans le granite des panneaux cartographiables. Ils correspondent par leur nature aux terrains traversés. Les granites birrimiens du Dahomey, par exemple, renferment des septa d'amphibolites et de gneiss dahomeyens ou de quartzites akwapimiens. Il en est de même dans la Guinée orientale. En Côte d'Ivoire, par contre, on trouve des enclaves de micaschistes correspondant au Birrimien inférieur, ou d'amphibolites correspondant au Birrimien supérieur. Les faciès des enclaves sont du reste toujours beaucoup plus métamorphiques que les terrains équivalents hors des massifs. Ils rappellent les faciès des auréoles de contact que nous avons décrites plus haut, et ont toujours une allure de schiste cristallin plutôt que celle de cornéennes.

Beaucoup de ces enclaves sont en partie migmatisées par le

granite, avec des faciès d'anatexites ou d'embranchites, et il est parfois difficile de distinguer entre une enclave enallogène de migmatite dahomeyenne, et un panneau de migmatite birrimienne endopolygène. Cependant, ces dernières sont le plus souvent plus granitiques et passent progressivement au granite, alors que les autres ont parfois des contours nets.

Il convient de faire une remarque essentielle au sujet de ces migmatites. Elles ne constituent pas une bordure périphérique régulière autour du batholite, comme pour les batholites d'anatexie, bien que localement on puisse les trouver en bordure. On les rencontre en *panneaux* de dimensions très variables disséminés irrégulièrement dans le massif comme les enclaves enallogènes. On peut les désigner par le terme de *migmatite intrabatholitiques* pour les distinguer des autres. Un des plus importants affleurements de ces migmatites est celui du grand panneau qui existe dans le granite de Moyenne-Guinée entre Dabola et Timbo, et qui est figuré comme gneiss sur la carte de P. Legoux.

Enfin, les batholites concordants présentent des phénomènes d'endomorphisme très nets. C'est ainsi qu'en Côte d'Ivoire, ou en Guinée, il existe une relation évidente entre la composition minéralogique du granite et la nature des septa qu'il renferme. Les granites à amphiboles contiennent les septa d'amphibolites dérivant du Birrimien supérieur, les granites à biotites contiennent des septa de micaschistes.

On voit qu'au total, il est difficile de définir les granites birrimiens concordants par leurs caractères chimico-minéralogiques. En fait, le type moyen est un granite calco-alcalin, à biotite, ou amphibole, ou plus rarement une granulite calco-alcaline. Ce type passe par différenciation ou endomorphisme à des roches plus leucocrates, ou, au contraire, à des grano-diorites, diorites quartzites, diorites ou même gabbros.

Ajoutons qu'il est très remarquable de voir s'exercer simultanément, et avec une telle ampleur, des phénomènes en apparence indépendants, qui tous, tendent à accroître l'hétérogénéité de ces batholites¹.

Batholites discordants calco-alcalins. — Ce type de massif a pour la première fois été décrit en Gold Coast sous le nom de « Younger granite » ou granite de Dixcove. En A. O. F. il existe également, mais il n'a été distingué que plus récemment des granites con-

1. On peut noter l'analogie de ces massifs avec le complexe hétérogène du massif de Millevaches en France (L. DE LAUNAY, *Bull. Serv. carte Géol. France*, XXXV, n° 183, 1932) ou avec les *granites hybrides* du Schwarzwald (D. HOENES, 1948).

cordants, et n'a pas encore été décrit en détail. Pour ma part, je ne puis rattacher avec certitude à ce type, que le petit massif de granite leucocrate à amphibole de Bandafassi, près de Kédougou, ou le massif de microgranite de Mako, voisin du précédent¹.

Le caractère distinctif de ces massifs est que leur contour, intrusif, recoupe à l'emporte-pièce les terrains antérieurs. N. R. Junner [18] a souligné ce caractère et noté les autres particularités qui les distinguent des granites concordants.

a) Les auréoles de contact sont moins développées et la schistosité y est absente (faciès de cornéennes).

b) Ils sont homogènes, il n'existe pas de migmatites et les enclaves sont rares.

c) La texture est normale, ou seulement très légèrement fluidale.

d) Les filons de pegmatites sont rares. En Gold Coast, A. E. Kitson et N. R. Junner ont noté que les pegmatites et aplites des granites de ce type sont colorées en rose, alors que celles des granites de Cape Coast sont blanches ou grises.

On retrouve là les caractères classiques des batholites discordants. Ils montrent que ces batholites n'ont été soumis à aucune tension et qu'ils sont postérieurs au métamorphisme général, donc aux granites concordants. Du reste, N. R. Junner note en Gold Coast que les granites de Cape Coast sont parfois recoupés par des granites rappelant ceux de Dixcove, alors que l'inverse ne s'observe pas. Ces granites sont cependant encore incontestablement birrimiens, car on les retrouve en galets dans le Tarkwaïen. Les massifs de ce type sont constitués par des granites calco-sodiques, des microgranites, des grano-diorites et des diorites.

Il faut ajouter que la discrimination de ces granites n'a pu, jusqu'ici, être faite avec certitude que pour ceux qui affleurent dans des séries stratifiées. Il est vraisemblable qu'il en existe aussi qui recoupent les immenses batholites de granites concordants, mais il devient alors très difficile de les distinguer des parties homogènes de ces massifs. Leur recherche présente cependant un intérêt pratique considérable car ils ont été des minéralisateurs beaucoup plus actifs que les granites concordants, contrairement à ce que pourrait faire croire, à priori, la rareté des pegmatites.

Batholites discordants alcalins. — Il existe en A. O. F. une série de batholites discordants, analogues aux précédents, mais

1. Un travail considérable de dépouillement des documents de la Direction des Mines de l'A. O. F., en vue de la distinction des différents types de granite, tant au point de vue gisement qu'au point de vue pétrographique, a été entrepris par L. BODIN à Dakar.

qui sont constitués par un ensemble de roches chimiquement très différentes, appartenant à une série hyperalcaline.

Ces massifs sont très pauvrement représentés dans l'A. O. F. méridionale. Ils ne se développent largement qu'en Nigéria du Nord, où ils sont connus sous le nom de « Younger granite », au Soudan, dans l'Adrar des Iforas, au Niger dans l'Aïr, et aussi au Rio de Oro ou en Mauritanie.

Il s'agit de batholites discordants, généralement beaucoup plus grands que les précédents. Leurs caractères sont analogues, mais on peut toutefois noter qu'ils ont souvent une hétérogénéité beaucoup plus marquée. Le type le plus courant est un *granite à aegyrine*, ou *riebeckite* à gros grain, à quartz granulitique qui passe dans un même massif, à des *faciès à biotite*. Ils sont, en Nigéria et dans l'Aïr, minéralisé en étain et ses compagnons [44].

Leur âge est inconnu. Nous les plaçons provisoirement dans le Birrimien, car ils recoupent des batholites concordants dans l'Aïr, et aussi des séries analogues au Birrimien dans l'Adrar des Iforas. Mais il n'est pas prouvé qu'ils ne soient pas tarkwaïens, ou même falémiens¹.

On peut remarquer que ces massifs apparaissent dans les régions périphériques de l'A. O. F. où le Dahomeyen est représenté, alors que les batholites discordants, calco-alcalins, se trouvent dans le vaste synclinal central de la Côte d'Ivoire.

Cette remarque nous conduit à rattacher à cette série un gisement de situation un peu aberrante, celui des syénites néphéliniques des îles de Los, car ces îles se trouvent au large de Conakry, dans la région de Guinée où le Dahomeyen réapparaît au SW du synclinal de Côte d'Ivoire. Le gisement affecte une forme circulaire, si l'on admet qu'il ne s'étend pas au delà des îles vers le large, et cette forme est dès lors très voisine de celle des gisements classiques de Montréal. Le massif est hétérogène, et A. Lacroix [30] a donné des descriptions bien connues des roches qui le constituent.

LE TARKWAÏEN.

Le Tarkwaïen repose en discordance sur le Birrimien et sur les granites birrimiens que nous venons de décrire. Il a d'abord été défini en Gold Coast, et a été retrouvé en Côte d'Ivoire, ainsi que très récemment au Sénégal. Nous indiquerons d'abord les caractères de la série type.

1. Leur relation avec le Falémien doit pouvoir être mise en évidence au Sud de Zinder, où ils sont en contact avec des quartzites à faciès falémien.

Tarkwaïen de Gold Coast. — On peut observer, dans le bassin de Tarkwa la coupe suivante, de haut en bas [20]:

- a) Grès de Huni (1.500 m) avec intercalations de phyllades (Dompim).
- b) Phyllades de Tarkwa (200 m).
- c) Série du Banket (500 m) : quartzites, avec niveaux de conglomérats aurifères.
- d) Groupe de Kawere (400 m) : grès, quartzites et phyllades, avec conglomérat de base, qui peut manquer localement.

Le Kawere repose en discordance angulaire très nette sur le Birrimien plissé et érodé.

Le Tarkwaïen est dans l'ensemble représenté par des formations continentales dont l'épaisseur varie très rapidement. On retrouve cependant la succession ci-dessus dans l'ensemble des affleurements de Gold Coast.

Dans le bassin de Tarkwa, la série est traversée par des roches éruptives en laccolithes ou sills, dont l'épaisseur totale atteint par endroits 500 à 600 m. Ce sont des gabbros, dolérites quartziques, et localement, des granites ou porphyres.

L'ensemble a été atteint par un métamorphisme régional assez faible, de la zone des micaschistes supérieurs. Cependant, localement, dans le centre du bassin de Tarkwa, la zone des micaschistes inférieurs est représentée, avec biotite, staurotide, grenat et disthène. Le Tarkwaïen a été moins plissé que le Birrimien. Dans la région de Tarkwa, il est disposé en un grand synclinal très ouvert. Mais ailleurs, les plis sont serrés, et parfois même renversés. La direction des plis NE-SW concorde avec celle du Birrimien.

Le Tarkwaïen est directement recouvert en discordance par les séries d'Oti, et du Voltaïen qui correspondent respectivement à la série « schisto-dolomitique » et à la série des grès du Cambrien de l'A. O. F.

Tarkwaïen de Côte d'Ivoire et de Haute Volta. — L. Bouige et D. Bonnault ont décrit [5] en Côte d'Ivoire le bassin tarkwaïen de Bondoukou, au S de cette localité et non loin de la frontière de Gold Coast.

On y retrouve le Kawere, le Banket et le Huni en lambeaux juxtaposés sur le socle, et non plus en niveaux superposés comme en Gold Coast. On voit que les subdivisions du Tarkwaïen correspondent beaucoup plus à des faciès de formations continentales qu'à des étages stratigraphiques. Le Kawere est représenté dans le lambeau de Zanzan par des conglomérats métamorphiques et arkoses grossières. Plus à l'W, la série de Banket affleure dans un lambeau 50 km sur 20 sous forme de grès grossiers blancs ou rouges, à niveaux de conglomérats, ou à hématite. Enfin, plus à l'W encore, le lambeau de Koudoukro est formé de quartzites feldspathiques fins, carbonatés, à faciès Huni. Le faciès des phyllades de Tarkwa n'est pas connu.

La discordance sur le socle est bien apparente. Les formations reposent indifféremment sur les schistes ou les granites birrimiens. Le plissement est, dans l'ensemble très faible, avec des plongements généralement inférieurs à 20° qui n'atteignent qu'exceptionnellement 70° . Le métamorphisme est toujours très net, de la zone des micaschistes supérieurs, avec séricite et épidote.

D'autres lambeaux de Tarkwaïen sont connus en Côte d'Ivoire. Ils sont beaucoup plus plissés que les précédents, et apparaissent souvent en synclinal pincé dans les formations du Birrimien supérieur. Les principaux sont ceux des chaînes du Yaouré, de Oumé et de Houndé.

On ne connaît pour l'instant, aucune formation éruptive précambrienne recoupant le Tarkwaïen en Côte d'Ivoire, comme on en connaît en Gold Coast.

Tarkwaïen du Sénégal. — Le Tarkwaïen est représenté au Sénégal par la série de *Sangola*, récemment découverte par J. Sagatzky [47] dans la région de Kédougou. Il s'agit de grès et quartzites arkosiques, avec conglomérats et brèches, qui s'apparentent au faciès Kawere. Le faciès Banket a également été reconnu plus au NE, à Dabola sur la Falémé.

Métamorphisme tarkwaïen. — Le Tarkwaïen est rarement exempt de métamorphisme régional. Il montre généralement les faciès de la zone des micaschistes supérieurs. Exceptionnellement, dans le centre du bassin de Tarkwa, il atteint la zone des micaschistes inférieurs.

L. Bouige et D. Bonnault ont remarqué avec étonnement que, malgré le très faible plissement de la série de Bondoukou, qui est en place sur son socle et sub-horizontale, les formations gréseuses y révélaient, au microscope, un « écrasement » aussi intense que celui que l'on peut observer dans les lambeaux très plissés.

C'est là une belle démonstration du fait que cet « écrasement » n'est pas dû au plissement, mais qu'il lui est antérieur. Il est l'effet de la tension qui accompagne le métamorphisme régional, et qui s'est exercée horizontalement et parallèlement à la stratification, avant plissement, ainsi que je l'ai suggéré avec J. Jung [45].

FALÉMIEN. I

Définition et position du Falémien. — Je prends comme type de ce système la série, décrite au Sénégal par F. Jacquet et M. Nicklès [15], dans la vallée de la Falémé. Il s'agit d'une série de grès, de schistes et jaspes avec calcaires ou dolomies subordonnés, qui repose en discordance sur des formations birri-

miennes. Ces formations sont très nettement plissées et elles sont recouvertes en discordance par le Cambrien de la série des Grès horizontaux. Leur épaisseur totale est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

Les rapports du Falémien et du Tarkwaïen ne pouvaient jusqu'ici s'établir par l'observation directe, car ces formations n'avaient jamais été trouvées en contact. On admettait que le Falémien est postérieur au Tarkwaïen pour les raisons suivantes :

a) Les faciès du Falémien sont différents de ceux du Tarkwaïen et rappellent ceux du Cambrien.

b) Le Falémien n'est jamais métamorphique et il est, dans l'ensemble, moins plissé que le Tarkwaïen.

c) Le Falémien n'est que très exceptionnellement traversé par des massifs plutoniques, toujours très petits, de roches basiques ou ultra-basiques (dolérites paléozoïques, serpentines du Nord du Dahomey).

Une observation récente de J. Sagatzky [47] vient de confirmer cette interprétation en montrant que le Falémien est discordant sur la *série de Sangola*, à faciès tarkwaïen, près de Kédougou au Sénégal.

Il existe donc un *système falémien*, et des *plissements falémiens* distincts du système et des plissements tarkwaïens.

Certains auteurs placent déjà la série de la Falémé dans le Cambrien en raison sans doute de la très grande analogie de faciès qui existe entre ces formations, et la série dite « schisto-dolomitique » par laquelle débute le Cambrien horizontal au Sénégal et au Soudan Occidental, où elle a été décrite par L. Baud [2]. Il est de fait que les plissements tarkwaïens ont amené un changement important dans les conditions de sédimentation qui, dès le Falémien, annoncent le régime cambrien. Mais il est non moins certain qu'il existe une discordance nette entre la série plissée de la Falémé, et la série « schisto-dolomitique » horizontale. Placer la série de la Falémé dans le Cambrien revient à introduire dans le Cambrien une phase orogénique inconnue ailleurs dans le monde, ainsi que l'a fait remarquer G. Arnaud. Il faut donc, jusqu'à preuve du contraire, considérer le Falémien comme un étage précambrien. G. Choubert [8] a du reste souligné que ce système n'est pas sans analogie avec les séries « glyptogéniques » comme celle du Jotnien de Finlande, du Keweenawien du Canada, ou des grès de Torridon d'Écosse, qui sont postérieurs aux plissements majeurs huroniens, mais appartiennent encore au Précambrien.

Le Falémien est représenté au Sénégal par la *série type de la*

Falémé, qui se prolonge vers le S en Guinée. Au Soudan et au Niger on peut lui rattacher la *série de Hombori-Douentza*. Enfin, au Togo et au Dahomey, la *série du Buem* présente une grande analogie avec la série de la Falémé.

Description du Falémien en A. O. F.

FALÉMIEN DU SÉNÉGAL ET DE GUINÉE. — La série décrite par F. Jacquet et M. Nicklès [14] présente trois termes superposés dans la vallée de la Falémé. Ce sont, de haut en bas :

- a) Niveau de jaspes rouges ou bleus, stratifiés.
- b) Grès du Boundou, bruns ou roses. Ces grès sont quartzeux dans le Boundou, avec des filonnets de quartz feldspathiques au Sud du Sénégal.
- c) Schistes de la Falémé, esquilleux, verts ou violets, alternant avec des niveaux de phanites, ou des niveaux gréseux fins. Niveaux calcaires assez fréquents.
- d) Conglomérat de base, associé à des jaspes bleus. Ce conglomérat est sporadique et ne s'observe pas partout. A Sounfara, il contient des galets de granite, de schistes, de quartzites et de jaspes. On le retrouve à Deleki sur la Gambie.

La discordance des niveaux c ou d sur le Birrimien a été observée dans les vallées de la Falémé et de la Gambie, et près de Kédougou sur des conglomérats tarkwaïens.

Ces formations affleurent suivant une bande NS allant de Mauritanie jusqu'en Guinée au S. Elle se prolonge sous les grès horizontaux de Guinée, jusqu'en Sierra Leone où elle est connue sous le nom de *série de la Rockell*. Cette dernière présente des faciès analogues à ceux de la série de la Falémé. On y a noté un conglomérat à galets de granite et aussi des niveaux volcaniques, avec « cendres silicifiées » qui sont peut-être les jaspes du Sénégal.

Le niveau de base des schistes de la Falémé est peut-être une formation marine, en raison de la présence de niveaux calcaires, et même d'intercalations de calcaires dolomitiques dans la vallée de la Tiokoye entre Kédougou et Youkounkoun. Cependant, une bonne partie de la formation, et en particulier les Grès de Boundou, sont très vraisemblablement continentaux.

Il faut du reste remarquer que les coupures indiquées plus haut représentent, comme pour le Tarkwaïen, des faciès plutôt que des horizons. Au S de Youkounkoun en Guinée, le système n'est plus représenté que par les Grès du Boundou qui reposent directement sur les formations antérieures.

La série est modérément plissée. Les pendages atteignent 45° dans le SE du Sénégal et en Guinée, et 60° en Sierra Leone. Elle est recouverte en discordance par le Cambrien horizontal qui débute souvent par un conglomérat.

F. Jacquet et M. Nicklès, avaient indiqué que le plissement de la série s'atténue vers le N en Mauritanie. Th. Monod [39] a montré qu'en fait, la série n'existe plus, sous le Cambrien, au delà de l'As-saba, et que les formations du schisto-dolomitique reposent directement sur un socle métamorphique.

FALÉMIEN DU SOUDAN ET DU NIGER. — La série de Hombori-Douentza a été découverte et décrite par S. Serpokrylow [48] sous le nom de « quartzites et conglomérats plissés » dans le Soudan Oriental. Elle affleure suivant une bande étroite que j'ai pu suivre [46] de la région de Hombori jusqu'à Firkoum sur le Niger, à la frontière du Soudan et du Niger.

Sur le Niger, au N de Firkoum, on relève la coupe suivante de haut en bas :

- a) Schistes argileux rouges de Yassane, avec lentilles d'hématite.
- b) Quartzites grossiers massifs.
- c) Grès blancs à stratification entre-croisée, avec niveau de poudingues à petits galets de quartz et de quartzite.

Le niveau *c* repose directement en discordance sur les granites birrimiens de Firkoum, et le contact est parfaitement visible. Les niveaux *c* et *b* ont un faciès rappelant les grès du Boundou. Vers l'W, on voit s'intercaler dans la série, des niveaux de conglomérats grossiers à galets de jaspé et de quartzite, ainsi que des niveaux de brèches à jaspes, de quartzites feldspathiques, de phthanites et de jaspes rouges, gris ou bruns, analogues à ceux de la série de la Falémé.

La série n'est pas métamorphique, mais les formations siliceuses présentent souvent, comme au Soudan, un réseau de minces cassures remplies de quartz secondaire. Elle est affectée de plis bien marqués, en larges voûtes régulièrement orientées WNW, avec schistosité ardoisière secondaire qui affecte aussi, au voisinage, les schistes birrimiens. Les pendages atteignent 60° sur les flancs des plis, sans dépasser cette valeur.

Il est remarquable d'observer que la boucle du Niger est la seule région d'A. O. F. où une série précambrienne montre une direction de plissement autonome, indépendante de la direction des plissements antérieurs. Le Falémien y affleure, en effet, suivant une bande EW plissée WNW, alors que le Birrimien est plissé NNW ou même N.

Dans la région de Hombori, la série est, selon toute apparence, recouverte en discordance par les formations horizontales schisto-dolomitiques du Cambrien, bien que des éboulis aient toujours empêché jusqu'ici l'observation directe du contact.

FALÉMIEN DU TOGO ET DU DAHOMEY. — Le Falémien est représenté au Togo et au Dahomey par la *série du Buem*, désignée par W. Koert du nom d'une chaîne montagneuse du S du Togo. Cette série affleure suivant une bande étroite, parallèle à l'« Akwapim range ». Elle se

suit de la vallée de l'Afram en Gold Coast, à travers le Togo, jusqu'à l'extrême N du Dahomey.

La série du Buem a été étudiée par W. Koert [28] puis par N. Kouriatchy [29] au Togo, et par A. Chermette [7] au Dahomey. Elle est constituée par des schistes, des grès, des arkoses et des jaspes avec des calcaires et niveaux ferrugineux subordonnés.

Mais c'est surtout en Gold Coast et au Togo anglais que la stratigraphie de ces formations a pu être établie, par N. R. Junner et H. Service [19]. La succession y est la suivante, de haut en bas :

- a) Groupe volcanique, avec basaltes, dolérites, trachytes, andésites et rhyolites, interstratifiés avec tufs, projections et jaspes. Ces laves sont amygdalaires, carbonatées et chloritisées.
- b) Schistes argileux, calcaireux ou ferrugineux, avec calcaires et tillites.
- c) Grès blancs feldspathiques, quartzites, grès et conglomérats.
- d) Schistes et argiles, avec lits fins d'arkoses et grauweekes.

Le niveau de base *d* peut se paralléliser avec les schistes de la Falémé, au Sénégal. Le niveau *c* est semblable aux grès du Boundou, au Sénégal, ou à ceux de Firkoum au Soudan et au Niger. Les schistes calcaireux ou ferrugineux représentent sans doute les schistes de Yassane au Soudan.

Notons, enfin, que le Buem se termine au Togo anglais par un épisode volcanique inconnu au Dahomey, mais qui correspond peut-être à l'horizon de jaspes qui existent entre Tanguieta et Porga, puisque ces jaspes sont associés aux laves en Gold Coast.

Ici encore, comme au Sénégal, la série présente des formations continentales, et l'existence de tillites, dépôt de glacier, est significative à cet égard.

Les formations du Buem affleurent suivant une zone monoclinale, dont les plongements sont généralement dirigés vers l'E, avec une valeur moyenne de 60°. Vers l'W, le Buem est recouvert par les formations d'Oti, équivalentes au Togo du schisto-dolomitique d'A. O. F., et vers l'E, il est séparé par faille de l'Akwapimien.

FALÉMIEN DE CÔTE D'IVOIRE. — Il existe dans certaines chaînes du Birrimien supérieur de Côte d'Ivoire, des formations volcaniques peu plissées, et peu métamorphiques, mais altérées, qu'il est difficile de rattacher au Birrimien, et qui sont peut-être même en discordance sur ce Birrimien. C'est le cas en particulier, à Gaoua sur la Volta Noire, par exemple, où de telles séries ont été découvertes par Sagatsky et Koretzky. Il paraît en exister, également, dans la région de Kaya. On peut provisoirement les rattacher au Falémien et en faire l'équivalent des formations volcaniques du Buem. Mais en l'absence de publication concernant ces séries, il n'est pas possible de justifier davantage cette attribution.

TABLEAU II

Classement des principales séries précambriennes de l'A. O. F. et des territoires limitrophes

	TOGO-DAHOMÉY	GOLD COAST	SOUDAN-NIGER	CÔTE D'IVOIRE ET HAUTE VOLTA	SIERRA LEONE	GUINÉE	SÉNÉGAL
Falémien ..	Buém	Buém	Hombori- Douentza		Rockell	Falémé	<i>Falémé</i>
Tarkwaïen..		Tarkwa		Bondoukou			Sangola
Birimien supérieur..		<i>Birim</i>	Yatakala Baoulé	Haute Comoé, Houndé, Volta Noire, Yaouré, Oumé		Niandan	Mako
Birimien inférieur..	Irikouakou	<i>Birim</i>	Labbezenga	Basse Comoé, Bagoé, Volta Blanche	Marampa	Siguiri Kolenté	Youpé-Amadi, Kédougou
Akwapimien	Atacora	<i>Akwapim</i>	Ansongo		Kambui	Simandou	Bakel
Dahomeyen	Dahomeyen	Archéen	Gneiss de Bourré		Cristallin Schists	Gneiss de Guinée	Micaschistes de Thiagnaf

CORRÉLATIONS AVEC LE PRÉCAMBRIEN SAHARIEN.

Le tableau II (p. 621) donne les corrélations des différentes séries de l'A. O. F. méridionale, et des territoires limitrophes, mais les régions sahariennes, au N du 17^e parallèle n'y figurent pas. La raison en est que les séries de référence que l'on utilise pour le Précambrien des territoires sahariens de l'A. O. F. ne sont pas celles de l'A. O. F. méridionale, mais celles que C. Kilian [25] a pu définir dans les territoires du Sud algérien. Par une coïncidence fortuite, il se trouve cependant que le 17^e parallèle correspond approximativement à une ligne où des changements notables se produisent dans les faciès du Précambrien. De telle sorte que le Précambrien du Sahara forme un ensemble cohérent, qui est assez différent du Précambrien de l'A. O. F.

Le Précambrien saharien commence actuellement à être bien connu, principalement depuis que N. Menchikoff a su, à la suite des travaux de C. Kilian, attirer l'attention des géologues sur le Sahara. Et il est possible, aujourd'hui, de tenter une corrélation avec les séries de l'A. O. F. méridionale.

Suggarien. — Il a été défini par C. Kilian comme étant antérieur aux conglomérats de l'Oued Sersouf, dans le SE du Hoggar. M. Lelubre [34, 36, 37] a montré que ce Suggarien était constitué par des terrains généralement très métamorphiques : gneiss para ou ortho, migmatites, et granites. Il renferme des intercalations caractéristiques de quartzites blanches et de cipolins associés. Ces formations se suivent à travers tout le Hoggar, le Tanesrouft oriental, et jusqu'à l'Adrar des Iforas au Soudan. R. Karpoff les a retrouvées à l'W dans le Timétrine [23]. On peut encore rattacher au Suggarien la *série de l'Amsaga* composée de gneiss, micaschistes et migmatites, découverte en Mauritanie occidentale par A. Blanchot [3].

Pharusien. — Les formations précambriennes postérieures à la discordance de l'Oued Sersouf, constituent le Pharusien de C. Kilian. M. Lelubre a montré que ce Pharusien est constitué par une épaisse série phylliteuse avec intercalations diverses, à la base de laquelle il existe des niveaux détritiques d'arkoses et de conglomérats souvent très épais, qui reposent en discordance sur le Suggarien. En de nombreux points on observe en outre, la présence de rhyolites, soit en coulées à la base du Pharusien, soit en filons le traversant.

Le Pharusien a une très grande extension, ainsi que l'a montré M. Lelubre. Il forme un synclinal NS, encadré de massifs suggariens,

traversant tout le Hoggar, et se prolongeant vers le S dans l'Adrar des Iforas où il a été suivi par R. Karpoff. M. Lelubre l'a également retrouvé au Tibesti [35]. On peut enfin rattacher à ce système, la série d'Akjoujt, quartzo-phylliteuse, découverte en Mauritanie occidentale par A. Blanchot [3], où elle repose en discordance sur la série suggarienne de l'Amsaga.

Le Pharusien est toujours métamorphique, mais beaucoup moins que le Suggarien. Il est fortement plissé, et il est traversé par d'abondantes venues granitiques, qui sont, selon R. Karpoff [24], plus importantes que celles du Suggarien dans l'Adrar des Iforas.

Nigritien. — M. Lelubre [34] avait noté en 1942, dans l'Adrar des Iforas, que le Pharusien paraissait pouvoir se diviser en deux ensembles, séparés par une discordance.

R. Karpoff [22] a par la suite montré qu'il existait, sur la série à faciès pharusien du Timétrine, des conglomérats grossiers plissés, également associés à des rhyolites, mais postérieurs aux venues granitiques pharusiennes. On retrouve ces conglomérats sur le complexe pharusien de Tessalit, dans l'Adrar des Iforas. Il a donné le nom de *Nigritien* à cette série conglomératique supérieure. Le Nigritien est plissé, et parfois nettement métamorphique, avec séricite et épidote.

C. Kilian [26] a proposé d'inclure le Nigritien dans le Pharusien et de créer le nom de *Relaïdinien* pour la série pharusienne inférieure qui affleure dans l'Oued Sersouf.

Corrélations avec les formations d'A. O. F. méridionale. — La corrélation avec les séries d'A. O. F. paraît évidente. Le *Suggarien* est l'équivalent du *Dahomeyen*. On remarquera que le faciès change légèrement par l'apparition de l'association fréquente quartzite-cipolin dans le Suggarien. La série phylliteuse du *Pharusien* (Relaïdinien) traversée par d'importantes masses granitiques, est l'équivalent du Birrimien. On remarquera qu'en A. O. F. le cycle birrimien débute par l'Akwapimien, série quartzreuse, non conglomératique, sauf vers le N à Ansongo. Le Pharusien (Relaïdinien) marque un changement de faciès par l'absence de quartzites à la base et la présence fréquente d'un niveau conglomératique beaucoup plus grossièrement détritique. Il semble que l'Akwapimien se soit déposé dans une région déjà plate, alors que des reliefs importants devaient exister, au début de ce cycle, dans les régions sahariennes. De plus il existe, dès le début du Pharusien, des manifestations volcaniques acides (rhyolites) qui sont absentes dans l'Akwapimien et le Birrimien. Le faciès volcanique basique du Birrimien supérieur n'a pas été individualisé au Sahara, mais il paraît exister à Tessalit au Soudan.

Au-dessus du Pharusien, le Nigritien présente, aux coulées rhyolitiques près, beaucoup d'analogies avec le faciès kawere du Tarkwaïen.

Enfin R. Karpoff [21] a retrouvé la série de Hombori-Douentza (Falémien) au Sahara dans la *région de l'Azaouad*, au N de Tombouctou. Il est possible que la *série pourprée de l'Ahnét* (conglomérats, grès, schistes rouges et verts) découverte par Th. Monod et récemment revue par J. Follot [11] soit également un équivalent vers le N du Falémien.

TABLEAU III

Corrélations entre le Sahara et l'A. O. F. méridionale

A. O. F. MÉRIDIONALE	SAHARA
Falémien	Série de l'Azaouad
Tarkwaïen	Nigritien
Birimien Akwapimien	Pharusien
Dahomeyen	Suggarien

STRUCTURE DE L'A. O. F. PRÉCAMBRIENNE.

La carte de la fig. 5 donne les directions des différents plissements précambriens en A. O. F. On y remarque que chaque plissement a, dans l'ensemble, des directions voisines de celles des plissements antérieurs, avec, cependant, quelques remarquables exceptions.

Plissements dahomeyens. — Les plis dahomeyens ont une direction NNE assez constante dans le massif du Dahomey à l'W, et cette direction se retrouve encore dans le massif de la Guinée orientale. Des directions NW s'observent en Basse-Guinée, et à Ansongo au Soudan. Enfin, les plis du petit massif de Thiagnaf au Sénégal sont sensiblement NS.

Ces différents massifs sont isolés les uns des autres, et le mode de raccordement de ces différentes directions dahomeyennes, n'est actuellement pas connu. Il n'est donc pas impossible que ces directions appartiennent à des plissements d'âges différents, et que le Dahomeyen représente, en fait, plusieurs systèmes antébirrimiens.

Il semble que l'on pourra peut-être faire le raccord entre les plis dahomeyens de direction NNE de la Guinée orientale, et ceux de direction NW de la Basse-Guinée, à travers la Sierra Leone et le Libéria.

Plissements birrimiens. — La grande extension des affleurements birrimiens à travers toute l'A. O. F. permet ici de suivre avec beaucoup plus de continuité les directions des plissements



FIG. 5. — Structure de l'A. O. F. précambrienne.

Plissements dahomeyens en traits blancs; birrimiens en traits noirs; tarkwaïens en points et tirets; falémien en tirets.

birrimiens, surtout si l'on utilise aussi les lambeaux flottant dans le pluton birrimien, dont les directions ne semblent pas avoir été sensiblement modifiées par les phénomènes plutoniques.

Si l'on se reporte à la carte de la fig. 1, on y remarque que l'Akwapimien n'apparaît que sur la bordure des massifs dahomeyens. Par contre, entre ces massifs se développent de vastes régions synclinales où affleure seul le Birrimien. La fig. 5

montre que ces régions synclinales ont été affectées de plis qui se sont moulés sur les vieux massifs dahomeyens autour desquels apparaissent de très remarquables virgations. La disposition en éventail des plis du grand synclinal birrimien de Gold Coast, de Côte d'Ivoire et de la Guinée orientale a été déterminée par la présence des vieux massifs du Dahomey à l'E et de Guinée à l'W.

Sur la bordure E du synclinal, les plis sont sensiblement rectilignes le long du grand massif du Dahomey. Par contre, le massif de Guinée orientale, de plus petite dimension, a déterminé une virgation simple des plis qui passent de directions NW au N, à des directions SW au S. La présence de ces massifs résistants a du reste été indiquée par P. Legoux, dans son croquis structural et tectonique de l'A. O. F. [33] où il figure un bouclier nigritien et un bouclier libérien dont les emplacements coïncident approximativement avec ces massifs dahomeyens.

Les plis NNE de la bordure E du synclinal birrimien passent vers le N aux plis de direction NW en bordure du massif dahomeyen de Bourré sur le Niger. Il semble que le raccord se fasse là par une virgation double dont l'axe se situe à hauteur de Tillabery sur le Niger.

Enfin, sur la bordure W, le massif de Thiagnaf détermine une virgation des plis du Birrimien qui passent de direction NNW au N, à des directions SSW au S.

Plissements tarkwaïens. — Les affleurements du Tarkwaïen sont localisés dans les bassins birrimiens, et la direction des plissements tarkwaïens concorde avec celle des anciens plis du Birrimien.

Les chaînes tarkwaïennes de Gold Coast, où dominent les directions NNE, sont séparées des chaînes de Côte d'Ivoire où les directions sont sub-méridiennes, par le bassin de Bondoukou, où le Tarkwaïen, bien que métamorphique, n'est que très faiblement plissé. Enfin, le Tarkwaïen du Sénégal est affecté de plis NNE, comme le Birrimien du bassin de Kedougou.

Plissements falémiens. — La chaîne de la Falémé, au Sénégal et en Guinée, paraît encore sensiblement orientée sur les anciens plis birrimiens. Il en est de même, au Togo, Gold Coast et Dahomey, pour le Buem, bien que ce soit une grande fracture tardive qui le mette actuellement en contact avec la chaîne de l'Atacora.

Par contre, la chaîne de Hombori-Douentza présente une disposition très remarquable, par sa direction sensiblement EW,

qui recoupe les anciens plis birrimiens de direction N ou NNW. Il n'est d'ailleurs pas impossible que cette chaîne se raccorde à celle du Buem par une virgation encore beaucoup plus accentuée que celle qui affecte le Birrimien dans cette même région.

CARACTÈRES DES CYCLES PRÉCAMBRIENS EN A. O. F.

Le Précambrien de l'A. O. F. méridionale peut être divisé en 4 systèmes : le *Dahomeyen*, le *Birrimien*, le *Tarkwaïen*, et le *Falémien*, séparés par des phases orogéniques.

Parmi les formations qui représentent ces systèmes, les plus anciennes sont les plus métamorphiques, les plus granitisées et les plus plissées, les plus jeunes sont, au contraire, les moins métamorphiques et les moins plissées. A chaque nouveau cycle, en effet, les formations du ou des précédents sont reprises par le nouveau métamorphisme ou les nouveaux plissements. Cependant, il faut aussi remarquer que ces différents cycles ne sont pas équivalents, car chacun d'eux n'a pas sa part égale de granite, de gneiss et de plis. On constate, au contraire, une décroissance progressive et régulière d'un cycle au suivant, de l'intensité des phénomènes de métamorphisme, de granitisation et de plissement.

Le Falémien est plissé, mais non métamorphique. Le Tarkwaïen est plissé et métamorphique, mais non granitisé. Le Birrimien est plissé, granitisé, mais seules les zones supérieures du métamorphisme général y sont représentées. Enfin, le Dahomeyen est plissé, granitisé et on y rencontre les zones les plus profondes du métamorphisme général.

BIBLIOGRAPHIE

1. G. ARNAUD. — *Bull. Dir. Mines A. O. F.*, n° 8, Dakar, 1943.
2. L. BAUD. — *C. R. somm. S. G. F.*, 1933, p. 214.
3. A. BLANCHOT. — *CR. Ac. Sc.*, t. 222, 1946, p. 1450.
4. BOLGARSKY. — Inédit aux *Arch. Dir. Mines A. O. F.*, Dakar, 1946.
5. L. BOUIGE et D. BONNAULT. — *Bull. Dir. Mines A. O. F.*, n° 2, Dakar, 1938.
6. L. BOUIGE, D. BONNAULT et J. ARCHAMBAULT. — Carte géologique de reconnaissance de l'A. O. F. au 1/500.000^e. Feuilles de Bouaké Est et de Bouaké Ouest.
7. A. CHERMETTE. — *Rap. Ann. Serv. Mines A. O. F.*, Dakar, 1936.
8. G. CHOUBERT. — *C. R. somm. S. G. F.*, 1947, p. 241.
9. W. G. G. COOPER. — *Gold Coast Geol. Surv., An. Rep.*, 1930-31, p. 10.

- 9 bis. C. R. du congrès géologique international de 1948, in : *Chron. Mines coloniales*, n° 147, Paris, 1948, p. 196.
10. L. DESPLAGNES. — Le Plateau Central Nigérien, Paris, Larose, 1907.
11. J. FOLLOT. — *CR. Ac. Sc.*, t. 226, 1948, p. 1997.
12. R. GOULOUBINOW. — Thèse Fac. Sc. Nancy, 1936.
13. H. HUBERT. — *CR. Ac. Sc.*, t. 145, 1907.
14. — A. O. F., in : La géologie et les Mines de la France d'Outre-Mer. *Publ. Bur. Ét. géol. min. col.*, Paris, 1932.
15. F. JACQUET et M. NICKLÈS. — *CR. Ac. Sc.*, t. 205, Paris, 1937, p. 1163.
16. J. JUNG et M. ROQUES. — *Bull. Serv. Carte géol. France*, XXXIX, n° 197, 1938, p. 127.
17. N. R. JUNNER. — *Geol. Surv. Sierra Leone, An. Rep.*, 1927 à 1937.
18. — *Gold Coast Geol. Surv.*, *Bull.* n° 11, 1940.
19. N. R. JUNNER et H. SERVICE. — *A. R. G. S.*, 1935-36, p. 13 et 32-34.
20. N. R. JUNNER, T. HIRST et H. SERVICE. — *Gold Coast Geol. Surv.*, *Mem.* 6, 1942.
21. R. KARPOFF. — *C. R. somm. S. G. F.*, 1946, p. 159.
22. — *CR. Ac. Sc.*, t. 223, 1946, p. 428.
23. — *Ibid.*, t. 223, 1946, p. 640.
24. — *Ibid.*, t. 224, 1947, p. 584.
25. C. KILIAN. — *C. R. somm. S. G. F.*, 1932, p. 87.
26. — *CR. Ac. Sc.*, t. 224, 1947, p. 350.
27. A. E. KITSON. — *Gold Coast Geol. Survey, Bull.*, n° 2, 1928.
28. W. KOERT. — Begleitworte zur geologischen Karte von Togo, in Hans MEYER « Das Deutsche Kolonial Reich », vol. 2, Leipzig et Vienne, 1910.
29. N. KOURIATCHY. — *Chron. Mines Col.*, Paris, mars 1934, p. 69.
30. A. LACROIX. — *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, Paris, 1911 (5), t. 3, p. 1-162 et *CR. Ac. Sc.*, Paris, 1924, t. 178, p. 1109.
31. M. LAMOTTE et P. ROUTHIER. — *B. S. G. F.* (5), XIII, 1943, p. 113.
32. P. LEGOUX. — *Bull. Dir. Mines A. O. F.*, n° 3, Dakar, 1939.
33. — *Ibid.*, n° 4, Dakar, 1939.
34. M. LELUBRE. — *CR. Ac. Sc.*, t. 215, 1942, p. 367.
35. — *Ibid.*, t. 223, 1946, p. 429.
36. — *Ibid.*, t. 226, 1948, p. 419.
37. — *C. R. somm. S. G. F.*, 1948, p. 253.
38. E. W. MOLLY. — *B. S. G. F.* (5), XVI, 1946, p. 213.
39. TH. MONOD. — *CR. Ac. Sc.*, t. 205, Paris, 1937, p. 74.
40. M. NICKLÈS et M. ROQUES. — *Ibid.*, t. 222, 1946, p. 1452.
41. A. OBERMULLER. — *Bull. Serv. Mines A. O. F.*, n° 5, Dakar, 1941.
42. A. OBERMULLER et M. ROQUES. — *CR. Ac. Sc.*, t. 223, 1946.
43. R. POGNET. — *Ibid.*, t. 216, 1948, p. 2161.
44. M. RAULAIS. — *Ibid.*, t. 223, 1946, p. 96.
45. M. ROQUES. — Les schistes cristallins de la partie SW du Massif Central français, *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, 1941.
46. — *B. S. G. F.* (5), XV, 1941, p. 523-546.
47. J. SAGATZKY. — *CR. Ac. Sc.*, t. 227, 1948, p. 596.
48. S. SERPOKRYLOW. — Carte géologique du plateau de Bandiagara, avec notice explicative. *Serv. géol. A. O. F.*, 1934.

LA « FAILLE DE CHARLEMONT » (GIVET-ARDENNES) ET SES ABORDS

PAR **A. Bonte** ET **J. Ricour**¹.

Sommaire. — La « faille de Charlemont », décrite autrefois par J. Gosselet comme un pli brisé et interprétée par F. Kaisin comme la limite méridionale d'une écaille, n'est, en fait, que la charnière anticlinale d'un pli.

Par contre, il existe à proximité une cassure, non signalée jusqu'ici, qui se poursuit très loin vers le N. et vers le S.

INTRODUCTION.

La description détaillée de l'accident qui affecte la falaise de Charlemont pourrait sembler *a priori* dénuée d'intérêt. En réalité, le problème de la « faille de Charlemont » a une portée qui dépasse de beaucoup le cadre d'une anomalie purement locale. L'accident a, en effet, été interprété par F. Kaisin comme une limite d'écaille et a servi d'argument pour échafauder sa théorie de « l'Ardenne, pays de nappes ».

MM. P. Fourmarier et M. Legraye se sont déjà élevés contre cette interprétation et ont donné une description exacte de l'accident, mais celle-ci n'a pas été retenue par F. Kaisin. Le problème restait donc en suspens et il importait de lui donner une solution aussi définitive que possible. C'est dans ce but que nous avons exécuté, à l'occasion de tournées pour la nouvelle feuille au 50.000^e, des levés de détails à grande échelle autour de Givet. A la suite de ce travail, nous ne pouvons que nous associer entièrement aux conclusions de MM. Fourmarier et P. M. Legraye.

Après avoir rappelé les discussions relatives à l'accident incriminé, nous donnerons une description détaillée du Massif de Charlemont qui comporte, outre l'accident dénommé à tort « faille de Charlemont », une faille importante que nous appellerons faille de la porte de Foisches.

HISTORIQUE.

Dans ses beaux travaux sur l'Ardenne, J. Gosselet, à plusieurs reprises, parle du Massif de Charlemont. Dès 1860, il interprète la

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948.

disposition particulière des bancs renversés, puis normaux du Givétien comme une structure en éventail [7, p. 56] et il reprend cette interprétation en 1874 [8, p. 15]. Peu de temps après, à l'occasion de son étude sur le calcaire de Givet, il reconnaît loyalement son erreur et parle alors d'une « faille des plus remarquables ». La description qu'il en donne est parfaite et montre bien qu'il a suivi l'accident « pied à pied en grimpant le long de l'escarpement ». Le point essentiel qu'il souligne, « c'est la concordance des deux côtés de la cassure à ses extrémités » : calcaires argileux à *Spirifer mediotextus* à la Porte de France; schistes à *Spirifer Orbelianus* vis-à-vis du fort Condé [9, p. 44-46]. J. Gosselet avait donc compris la signification de cette faille. Il parle bien de « cassure et chevauchement » dans l'Esquisse géologique du N de la France [10, p. 89], mais dans son travail magistral sur l'Ardenne [11, p. 426] il complète sa pensée en disant que « cette faille n'est qu'un pli brisé » et il insiste en ajoutant que « les roches situées au même niveau sur les deux bords appartiennent à la même zone ». Il ajoutera plus tard [12, p. 11] que cette faille est « disposée en escaliers », ce qui lui attirera de la part de F. Kaisin [13, p. 25; 14, p. B 108 et 15, p. 268] des critiques injustifiées, car nous montrerons plus loin que cette description correspond exactement à l'allure de l'affleurement. D'ailleurs la feuille de Givet (1^{re} éd. 1882), dont les tracés sont dus à J. Gosselet (1878-1879), ne porte aucune mention de la faille de Charlemont, ce qui prouve bien que l'auteur n'y voyait qu'un accident purement local. La 2^e éd. (1938) ne modifie en rien ce secteur malgré l'interprétation adoptée par son auteur, M. E. Asselberghs, et dont nous reparlerons par la suite.

On pourrait s'étonner qu'un observateur comme J. Gosselet ait tant hésité sur cet accident. Cela tient, comme nous le préciserons bientôt, aux difficultés particulières d'observation dues à la fois à la nature du pli et à son orientation par rapport à la surface topographique. On conçoit d'ailleurs que de telles hésitations aient pu se produire, si on en juge par les discussions auxquelles cet accident a donné lieu.

En 1922, les auteurs du Livret-Guide pour le Congrès Géologique International de Bruxelles [2, p. 30] admettent que les deux masses de Givétien à pendages opposés sont séparées par une faille dont ils ne précisent pas l'importance; mais, en 1924, F. Kaisin, en dépit de l'interprétation de J. Gosselet et pour étayer une théorie bien précieuse, veut voir dans la fracture décrite par le Maître lillois « un point où affleure une surface de glissement... fort capable de constituer la limite méridionale d'une écaille » [13, p. 25] et « l'indication de phénomènes de charriage importants » [6, p. B 280]. C'était vraiment vouloir plier à tout prix la nature aux exigences de la théorie. Nous concédons volontiers à cet auteur que la représentation de l'accident de Charlemont par J. Gosselet [9, fig. 2, p. 45, *reprod. in* 15, fig. 75, p. 267; 10, p. iv B, fig. 27; 11, pl. VIII, fig. 1, *reprod. in* 14, fig. 10, p. B 108] est imparfaite, celui-ci ayant éprouvé quelque diffi-

culté à figurer sur une coupe ce qu'il avait parfaitement vu sur le terrain. Mais cela ne peut autoriser à transformer radicalement la conception originelle.

Émus par cette façon d'interpréter les faits et devant les conséquences graves d'une telle assertion, MM. P. Fourmarier et M. Legraye se sont astreints à étudier sur place la coupe de la falaise givétienne pour arriver à cette conclusion catégorique que la « faille de Charlemont » n'existait pas à Charlemont. Ces deux auteurs ont été les premiers à saisir la véritable signification de l'accident et on ne peut qu'admirer la courtoisie avec laquelle ils ont montré que l'erreur commise par J. Gosselet était vraiment minime. Ils ont figuré schématiquement, mais de façon très exacte, l'allure des couchés au voisinage de l'accident, ajoutant d'ailleurs que s'il existait, « plus au N, une fracture correspondant à la « faille de Charlemont » de Gosselet, ...il ne faudrait y voir qu'un accident local et sans importance au point de vue de la tectonique générale du synclinal de Dinant » [6, p. B 282, 283]. C'était, semble-t-il, réduire à néant la théorie des nappes de l'Ardenne, basée pour une grande part sur la « faille de Charlemont ».

La note de MM. P. Fourmarier et M. Legraye fut suivie presque aussitôt d'observations de H. de Dorlodot [5] dont les critiques de détail semblent bien injustifiées, fondées qu'elles sont sur des souvenirs de jeunesse. Ainsi que l'avaient noté MM. P. Fourmarier et M. Legraye, il y a bien continuité de tous les bancs le long de la charnière ou plutôt des charnières successives emboîtées les unes dans les autres. Par ailleurs nous serons obligés d'affirmer, contrairement à l'assertion de H. de Dorlodot [5, p. B 319], que la « faille de Charlemont » se poursuit au N bien au delà de la limite Givétien-Frasnien, avec les mêmes caractères que dans la falaise.

On aurait pu croire ainsi la question définitivement tranchée jusqu'au jour où F. Kaisin, à l'occasion d'une session extraordinaire des Sociétés Géologiques belges [14, p. B 107-111], fit rejaillir la discussion en contestant l'interprétation de MM. P. Fourmarier et M. Legraye. Il semble évident cependant que si les bancs renversés se recourbent régulièrement et passent sans fracture apparente aux bancs normaux, il ne soit pas possible de parler de faille importante susceptible de justifier l'existence de phénomènes de charriage. Le même auteur, en 1936 [15, p. 269], reprend son interprétation, parfois en termes identiques, dans un travail d'ensemble sur la tectonique de l'Ardenne et toujours il insiste sur l'importance d'une faille pourtant démontrée inexistante, en objectant que la démonstration de MM. P. Fourmarier et M. Legraye « ne tient pas suffisamment compte de l'environnement ».

C'est justement « l'environnement » de l'accident de Charlemont qui apporte la preuve indiscutable, et le reproche qu'on pourrait faire à F. Kaisin est précisément de n'avoir pas suivi pas à pas l'accident pour étudier son comportement aux environs. Avant d'envisager

« l'environnement » éloigné, il importe d'examiner « l'environnement » immédiat.

En 1938, à l'occasion des tournées pour la 2^e éd. de la feuille de Givet, M. E. Asselberghs [1, p. 33 et fig. 4, p. 32] continue à parler de la « faille de Charlemont » qu'il croit pouvoir prolonger dans la direction du SW. Nous verrons par la suite que le tracé qu'il en donne n'est, en fait, que l'intersection avec la surface topographique de l'enveloppe des charnières (ou de la surface axiale) de toutes les couches successivement intéressées par l'accident.

Enfin, dans une note préliminaire [3], nous avons l'an dernier confirmé l'inexistence de la « faille de Charlemont » ; il nous reste maintenant à en donner les preuves.

DESCRIPTION DU MASSIF DE CHARLEMONT.

Le massif sur lequel est bâti le fort de Charlemont constitue l'extrémité orientale d'une imposante barre calcaire qui se poursuit sans interruption de Foischés à Givet. Cette barre est formée, au droit des grandes carrières des Trois Fontaines, par l'ensemble du Givétien qui se divise en 3 masses séparées par des zones schisteuses [4, p. 23]. A partir de l'extrémité E des carrières, qui exploitent les bancs du Givétien inférieur renversé, le massif calcaire se rétrécit progressivement par suite de la disparition, par la base, des assises du Givétien. Cette disparition se fait en deux temps :

1) disparition brutale du Givétien inférieur, immédiatement à l'E des anciennes carrières, par le jeu d'une faille importante mais insoupçonnée jusqu'ici, la faille de la porte de Foischés ;

2) ensuite disparition progressive du Givétien moyen puis supérieur, le long du cours de la Meuse, par suite du changement dans la direction des couches dû à l'accident dénommé à tort « faille de Charlemont » et auquel nous donnons le nom d'axe de Charlemont.

L'étude de ces deux accidents, d'importance inégale, est basée sur l'observation de niveaux-repères bien définis, à savoir (fig. 1) : la zone schisteuse à *Sp. mediotextus* (m) séparant le Givétien inférieur du Givétien moyen ; l'horizon à gros *Prismatophyllum* (P) du Givétien moyen ; la zone schisteuse à *Sp. tenticulum* (t) séparant le Givétien moyen du Givétien supérieur ; la limite Givétien-Frasnien (d^{4c}-d⁵) ; le banc calcaire du Frasnien moyen (damier noir et blanc).

1) *L'axe de Charlemont* (AA, fig. 1). La description de la falaise de Charlemont a déjà été donnée par J. Gosselet et par MM. P. Fourmarier et M. Legraye en des termes très exacts repris rigoureusement par F. Kaisin. Qu'il nous suffise de rap-

peler qu'elle est formée de deux ensembles calcaires réguliers (partie W renversée à pendage SSE 75°; partie E normale à pendage NNE 45°) qui s'affrontent suivant une ligne partant



FIG. 1. — Carte Géologique du Massif de Charlemont au 1/10.000°.

d 4 abc, Givétien inférieur, moyen et supérieur; d5, Frasnien; m, zone à *Sp. mediotectus* (traits verticaux); P, horizon à gros *Prismatophyllum* (points noirs); t, zone à *Sp. tentitum* (noir); banc calcaire du Frasnien moyen (damier noir et blanc). AA, axe de Charlemont; FF, faille de la Porte de Foïsches; ff, faille satellite probable. Fond topographique I.G.N., feuille XXX-7, Givet, n° 2 c.

de la Porte de France et montant vers l'W dans la falaise sous un angle d'environ 25° jusqu'au pied du mur d'enceinte de la fortification, vers l'extrémité occidentale du fort de Charlemont.

Cette ligne (290.8-374.47 à 290.55-374.52)¹, qui met en contact une série normale au NE et une série renversée au SW, est la trace de l'accident dit « faille de Charlemont ». En réalité, si l'on prend la peine de suivre cette ligne le long de la pente, on constate à maintes reprises, et notamment contre la Porte de France, le passage sans cassure des bancs de la série renversée aux bancs de la série normale. Ce passage se faisant brusquement, sur quelques dm, et affectant des couches de plus en plus récentes à mesure qu'on monte dans la falaise, donne une apparence de marches d'escaliers ainsi que J. Gosselet l'avait signalé et figuré, imparfaitement d'ailleurs. La ligne de contact des deux séries n'est pas une droite correspondant à une charnière anticlinale simple, mais effectivement une ligne brisée, à nombreux redents, correspondant chacun à la charnière d'un des bancs affectés par le pli et emboîtés les uns dans les autres. Cette disposition en escaliers est due au fait que la surface topographique est presque parallèle à la charnière des plis élémentaires, ce qui facilite les décollements des couches ployées dont les charnières sont recoupées très obliquement (voir fig. 5, A) ; la ligne d'affrontement des deux séries à pendages différents s'observe ainsi à l'affleurement, pour chaque banc, à la fois sur le plat (ce sont les marches de la ligne en escaliers) et sur la tranche (contremarches) des différentes couches intéressées.

Quant aux stries de glissement et aux filonnets de calcite, ils n'ont rien qui puisse nous étonner, leur absence serait plutôt anormale ; car on conçoit que la flexion brusque (dans l'espace) d'une épaisse série de bancs calcaires a dû provoquer, au voisinage de la partie déformée, des glissements différentiels relativement énergiques bien que limités en étendue.

Dans notre note préliminaire [3], nous avons cru pouvoir déceler au sommet des anciennes carrières une amorce du même pli décalé au S par la faille de Rancennes. Il n'en est rien, car au-dessus de ces anciennes carrières, tant dans la falaise que dans les fossés du fort, les couches sont toujours renversées. La déformation locale des bancs supérieurs des anciennes carrières est due en réalité à de faibles ondulations des couches au voisinage de la faille de Rancennes, ondulations exagérées peut-être par appel au vide.

Un autre point important de la surface axiale du pli de Charlemont peut être observé à l'extrémité N de la troisième enceinte à l'endroit où, suivant J. Gosselet, « les ouvrages ajoutés sous Louis XIV viennent se réunir aux anciennes fortifications espagnoles » [11, p. 426]. En ce point, la partie supérieure de l'assise de Fromelennes (d^{4c}) présente dans le fossé un pendage SE, tandis qu'immédiatement à l'E du fossé, les bancs sont affectés d'un pendage sensiblement N, la flexion des couches s'effectuant

1. Coordonnées Lambert, zone N de guerre.

à la jonction de la muraille qui ferme le fossé à l'E et du mur qui lui est perpendiculaire (290.50-374.89). Ce point détermine avec l'extrémité de la ligne qui, de la Porte de France, montait jusqu'au mur S de l'enceinte (290.55-374.52), une droite qui représente l'intersection du plan axial du pli de Charlemont avec la surface sensiblement horizontale du plateau. Le long de cette droite, on peut constater d'ailleurs, sur le replat compris entre la 2^e et la 3^e enceinte, le changement de direction des bancs calcaires, notamment du banc à gros *Prismatophyllum* (290.53-374.59).

Dans les fossés du fort de Charlemont, tous les affleurements situés à l'W de cette droite sont affectés d'un pendage SE (série renversée), tous les affleurements situés à l'E ont un pendage N à NNE (série normale). Sur le glacis N du fort de Charlemont l'axe du pli, en raison de son inclinaison, est déporté légèrement vers l'E pour passer au voisinage du fort Condé. La barre calcaire du Frasnien moyen, qui ressort nettement des schistes qui l'encadrent, subit la même variation de pendage que les couches du Givétien. L'accident dit « faille de Charlemont » se poursuit donc, contrairement aux affirmations de H. de Dorlodot [5, p. B 319], bien au delà du Givétien et nous aurons sans doute l'occasion de le retrouver ultérieurement plus au N.

Nous savons déjà que vers le SW le pli de Charlemont se poursuit en dehors de la falaise où J. Gosselet l'a signalé pour la première fois. On retrouve, en effet, dans les falaises de Ham-sur-Meuse et d'Aubrièves des charnières analogues affectant, comme il se doit, des couches de plus en plus anciennes. M.E. Asselberghs [1, p. 33] y voit, à juste titre, la continuation de l'accident de Charlemont, mais pas plus ici qu'à Charlemont, il ne s'agit de faille ; d'un côté comme de l'autre, ce sont des charnières emboîtées de plis, qui, d'ailleurs, sont peut-être indépendants de celui de Charlemont, car il en existe au moins deux dans la falaise de Ham-sur-Meuse.

Épure de l'axe de Charlemont. — L'un des arguments mis en avant par F. Kaisin pour conclure à l'existence d'une faille est l'affrontement de deux épaisses séries, l'une renversée, l'autre normale, pour lesquelles il aurait fallu admettre de part et d'autre du Givétien des raccordements dont « l'impossibilité radicale ne pouvait faire aucun doute » [13, p. 24 ; 15, p. 269]. Nous ne pouvons admettre une affirmation aussi catégorique, alors que les tracés paraissent au contraire extrêmement simples : au N du Givétien, toutes les couches sont supérieures, stratigraphiquement parlant, au S elles sont toutes inférieures ; de part et

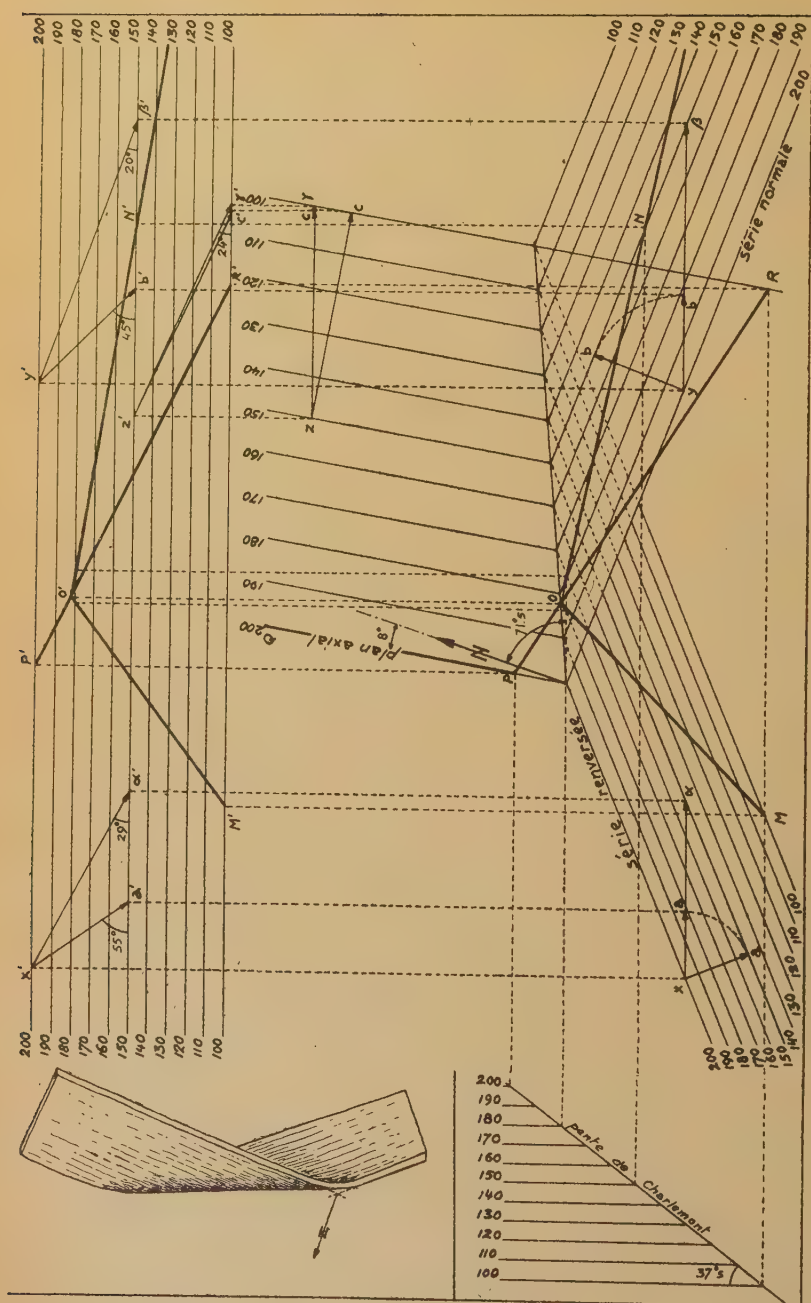


FIG. 2. — Épure du pli de Charlemont au 1/4000^e.
Suite de la légende au bas de la page 637.

d'autre de la barre givétienne elles sont renversées à l'W et normales à l'E comme la barre givétienne elle-même. Les raccordements dans le plan ont d'ailleurs été exécutés sans difficulté spéciale, semble-t-il, par les auteurs des cartes géologiques tant belges que françaises.

Cependant pour éviter toute discussion nous avons construit l'épure du pli de Charlemont (fig. 2) en supposant conventionnellement (ce qui est sensiblement exact) que ce pli est formé de deux plans se coupant suivant une droite et dont nous avons fixé arbitrairement les pendages, puisque ceux-ci sont variables suivant les points, aux valeurs suivantes : série normale, N 3° E-45° ; série renversée, S 40° E-55° ; direction du plan axial, N 8° W avec un pendage E de l'ordre de 25°.

Nous avons pris pour trace du plan vertical de l'épure la direction d'ensemble de la falaise au droit de la Porte de France, soit N 71° 5' E.

Dans ces conditions le plan axial étant presque de bout (angle de 10° 5' avec la normale à la trace du plan vertical), ses pendages apparent ($z' \gamma'$) et vrai ($z' c'$) sont à peu près confondus. Comme, en outre, la charnière est presque parallèle au plan vertical, elle se projette dans le plan horizontal suivant une droite sensiblement de front et, dans le plan vertical, suivant une droite qui est presque parallèle aux pendages apparent et vrai du plan axial. L'épure ainsi construite nous donne l'allure de l'intersection de la surface structurale avec la surface inclinée du talus du fort : d'une part en projection horizontale (MON) ; d'autre part en projection verticale (M'O'N'). POR, P'O'R' représentent respectivement, suivant les mêmes projections, l'intersection du plan axial avec la même surface du talus.

Cette épure montre que les raccordements dans l'hypothèse du pli sont non seulement possibles mais qu'ils constituent la façon la plus

Suite de la légende de la fig. 2.

A droite, projections horizontale et verticale des courbes de niveau 100 à 200 de la surface structurale des couches et du plan axial ; à gauche, en bas, profil S du massif de Charlemont ; le cartouche de l'angle supérieur gauche représente en perspective les deux flancs du pli vus du dessus.

I. — Intersections avec un plan vertical parallèle à la bordure S du massif de Charlemont (direction N 71° 5' E).

- x' a' pendage vrai de la série renversée (S 40° E- 55°) ;
- y' b' pendage vrai de la série normale (N 3° E-45°) ;
- r' c' pendage vrai du plan axial (N 8° E-25° env.) ;
- x' α' pendage apparent de la série renversée (29°) ;
- y' β' pendage apparent de la série normale (20°) ;
- r' γ' pendage apparent du plan axial (24°).

II. — Intersections avec la surface du talus du fort :

1° de la surface structurale, MON — M'O'N' ; 2° du plan axial, POR — P'O'R'.

III — Intersection du plan axial avec la surface sensiblement horizontale du plateau PQ.

logique de représenter correctement toutes les observations, aussi bien dans le plan horizontal que dans la paroi de Charlemont.

Il y a certes, dans la valeur des angles obtenus par construction, de petites divergences avec la réalité qui tiennent au fait que les mesures sont très difficiles à prendre sur le terrain à cause de la déformation perspective et des irrégularités de la surface topographique; en outre, les pendages adoptés conventionnellement ont été pris dans les fossés du fort et non dans la falaise. Nous croyons, en effet, pouvoir signaler que le plan axial qui est en réalité une surface gauche présente, au N du fort de Charlemont, une inclinaison qui n'est pas la même que dans la falaise, ce qui explique le passage de l'axe à l'W du fort Condé, alors qu'il devrait passer à l'E si les caractéristiques du plan axial étaient constantes.

Ajoutons encore qu'une faille probable (fig. 1, ff; voir p. 642) de même nature que celle de la Porte de Foisches et affectant le flanc normal du pli de Charlemont, vient encore modifier le pendage du plan axial, observable dans l'ensemble de la falaise, par rapport au pendage construit graphiquement. Quoi qu'il en soit, l'allure des intersections est respectée en direction et les valeurs angulaires sont du même ordre de grandeur que celles qu'il est possible de mesurer à distance. Des retouches de détail pourront être apportées par la suite, mais la définition générale de l'accident ne semble plus pouvoir être controversée.

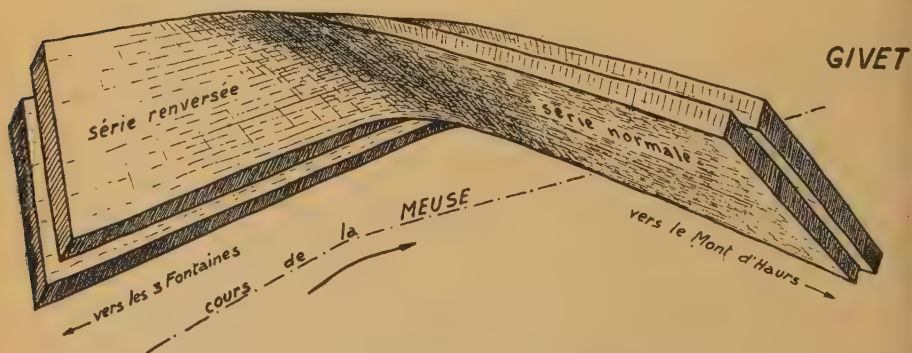


Fig. 3. — Vue perspective du pli de Charlemont.
L'observateur est supposé tourné sensiblement vers le N.

La figure 3 représente, en perspective, l'allure générale des couches, au niveau du pli de Charlemont.

La figuration sur une coupe verticale de la succession des assises du Dévonien, de Vireux à la frontière belge, ne présente aucune difficulté. Il est nécessaire néanmoins de prendre quelques précautions, en raison de l'orientation particulière du pli de Charlemont par rapport au pendage général qui commande la direction de la ligne de coupe: le pendage des couches dans les deux séries est légèrement

oblique par rapport au pendage général, tandis que le pendage du plan axial est, au contraire, presque perpendiculaire, en raison de l'ennoyage du pli. Il devient dès lors impossible de tracer tous les éléments en vraie grandeur sur une coupe verticale. On tourne aisément la difficulté en adoptant une coupe brisée et en déformant légèrement les pendages et les épaisseurs au voisinage de la charnière, de

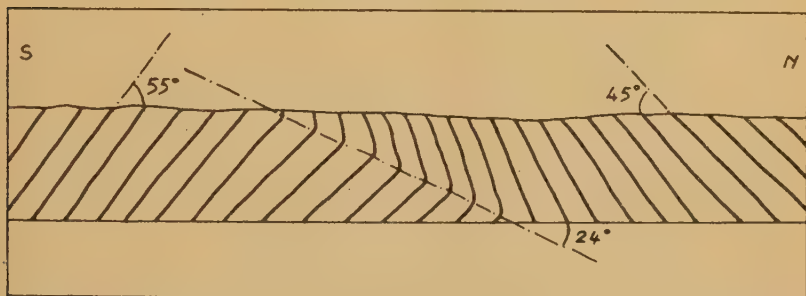


FIG. 4. — Croquis interprétatif montrant le passage de la série renversée (55°) à la série normale (45°) suivant un pli anticlinal dont le plan axial plonge à 24° au N. En réalité la série renversée a un pendage SE et la série normale un pendage sensiblement N, plan axial plongeant à l'E.

façon à figurer la trace du plan axial sous un angle à peu près correct (fig. 4). On se trouve ainsi dans des conditions aussi rapprochées que possible de la réalité.

Sur une coupe perpendiculaire à la direction du talus S du fort, les charnières présenteraient la disposition schématisée par la fig 5, A.

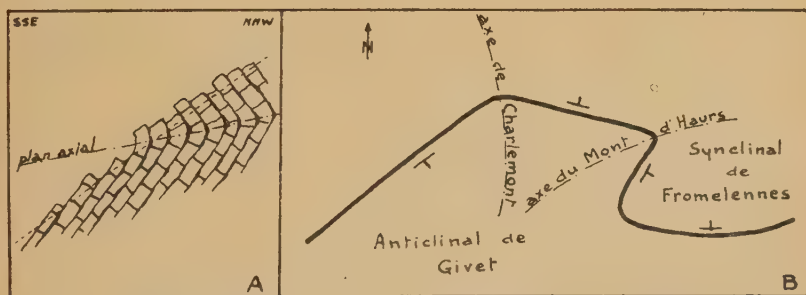


FIG. 5. — A) Coupe schématique de la charnière du pli de Charlemont suivant le talus S du fort.

B) Schéma de la direction des couches dans l'anticlinal de Givet.

En résumé, l'accident de Charlemont peut être défini comme un pli anticlinal élémentaire couché, affectant le bord S du synclinorium de Dinant, en un point où ce dernier subit une

légère remontée axiale vers l'W. ; il est absolument analogue à un « crochon » du Bassin houiller. Plus exactement, l'accident de Charlemont ne constitue qu'une partie d'un pli anticlinal plus vaste que nous appellerons l'anticlinal de Givet ; celui-ci est formé essentiellement par la barre du Givétien ployée de façon discontinue suivant deux arêtes anticlinales : l'axe de Charlemont, visible à la Porte de France ; l'axe du Mont d'Hairs, observable au voisinage du bastion S de la forteresse du Mont d'Hairs (fig. 5, B).

Schématiquement, l'anticlinal de Givet se décompose donc en trois éléments qui, de l'W à l'E, sont orientés : WSW-ENE (en position renversée), WNW-ESE (en position normale), NE-SW (en position normale) et séparés respectivement par l'axe de Charlemont et l'axe du Mont d'Hairs. Ces deux axes ont tendance à se séparer davantage vers le NE et au contraire, à fusionner vers le SW ; c'est cet axe qu'a figuré M.E. Asselberghs dans la note déjà citée [1, fig. 4, p.32].

Extension de notre interprétation. Les caractères particuliers du pli de Charlemont (orientation des flancs et du plan axial par rapport aux plans horizontal et vertical d'une part ; par rapport à la surface topographique, d'autre part) expliquent dans une certaine mesure les divergences qui se sont manifestées dans les interprétations successives. Des observations superficielles peuvent laisser croire à l'existence d'une faille. Nous espérons avoir démontré qu'une étude minutieuse ne peut laisser aucun doute sur la véritable nature de l'accident.

Le pli de Charlemont n'est d'ailleurs pas le seul de son espèce dans la région ; nous avons signalé plus haut qu'il en existait au moins deux, de type anticlinal, dans la falaise de Ham-sur-Meuse auquel s'ajoutent d'autres plis de type synclinal.

F. Kaisin [13, p. 25 ; 14, p. B 89-93 et 109-110 ; 15, p. 270-271] mentionne également aux environs de Couvin, d'après les travaux de E. Maillieux, la célèbre faille de Sainte-Barbe qu'il rattache à celle de Charlemont pour constituer l'affleurement d'un accident de grande envergure. On sait maintenant ce qu'il faut penser de la « faille de Charlemont » et on est en droit dès lors de douter de l'existence de la faille Sainte-Barbe. M.P. Fourmarier [in 14, p. B 90 et B 109-110], affirme là encore qu'il n'y a pas faille mais pli. La question semble aussi épineuse qu'à Charlemont, car J. Gosselet hésitait déjà sur la nature de l'accident : en 1860 [7, p. 46] il y voyait un « plissement et même une cassure » ; il semblait plus affirmatif en 1888 [11, p. 411] quand il écrivait : « il doit y avoir entre les deux calcaires une cassure. »

Nous n'avons pas étudié la région de Couvin, mais les descriptions détaillées qui en ont été données par E. Maillieux [16, p. 143-144 ; 17, p. 56-58 ; 18] permettent de se faire une idée de cet accident qui

serait exactement du même type que celui de Charlemont, mais à allure synclinale au lieu d'anticlinale, et c'est bien l'avis de M. Fourmarier [*in* 14, p. B 110]. De toute façon, l'accident purement local de Couvin, qu'il s'agisse d'une faille ou d'un pli synclinal, ne peut se raccorder à celui de Charlemont qui est un pli anticlinal. L'objection faite par F. Kaisin à M. P. Fourmarier [14, p. B 110], lorsque ce dernier hésitait sur la nature anticlinale ou synclinale de la « faille Sainte-Barbe », n'a aucune valeur : les deux accidents peuvent être de même type sans être obligatoirement en continuité.

Quant aux accidents de la région de Beuraing, invoqués par F. Kaisin [13, p. 26 ; 14, p. B 109 ; 15, p. 271] pour prolonger sa « zone failleuse », il ne saurait en être question, puisque le jalon intermédiaire recherché dans la faille de Charlemont n'existe plus.

2) *La faille de la Porte de Foisches* (FF, fig. 1).— A l'W du pli de Charlemont, les couches à *Sp. mediotextus* affleurent largement sur le talus du fort dont la pente est sensiblement parallèle au pendage de la série renversée, puis brusquement le Givétien inférieur apparaît en grands panneaux exploités dans les carrières des Trois Fontaines.

A première vue, on pourrait croire que le Givétien inférieur passe sous les calcaires argileux à *Sp. mediotextus* renversés et c'est ce qui avait conduit J. Gosselet à considérer *Sp. mediotextus* comme caractéristique de l'ensemble du Givétien inférieur qu'il estimait être en ce point plus argileux qu'ailleurs [9, p. 46]. Cette interprétation venait à l'encontre de nos observations antérieures, car, à plusieurs reprises, nous avons remarqué la constance parfaite des faciès. En particulier, au Mont d'Haur, les couches à *Sp. mediotextus* sont limitées à la zone de passage du Givétien inférieur au Givétien moyen. Par ailleurs, il semblait difficile sur le terrain d'admettre la continuité, sans au moins une flexure, de la série des bancs argileux à *Sp. mediotextus* et des bancs calcaires du Givétien inférieur, visibles dans les anciennes carrières. Une faille semblait donc nécessaire pour justifier l'affrontement de ces deux assises et, de fait, l'étude des fossés W de Charlemont a confirmé l'existence d'une cassure importante que nous avons pu, par la suite, jalonner avec précision au N et au S de la vallée de la Meuse.

Cette faille est visible au N de la falaise de Charlemont. Le détail de nos observations sera donné dans les comptes rendus des Collaborateurs de la Carte Géologique de France pour la campagne de 1948 : 1) le long du fossé de la 3^e enceinte, au N et au S du pont-levis qui donne accès à la route de Foisches (Porte de Foisches) ; 2) dans les deux fossés qui ceignent à l'W la redoute de la cote 207, 2 ; 3) au NW de la même redoute.

Dans cette direction la faille présente plusieurs branches dont la principale se prolonge sans doute plus au N ; vers le S, l'étude morphologique met en évidence, dans le prolongement de cet accident, des anomalies que seule l'existence d'une faille paraît devoir expliquer. L'état de nos levés dans la région de Rancennes, où les cassures abondent, ne nous autorise pas à y prolonger dès maintenant, en toute certitude, la faille reconnue à Charlemont. Cette faille n'est d'ailleurs pas isolée ; elle fait partie d'un réseau d'accidents parallèles que nous essaierons de mettre en évidence. Dès à présent, nous pouvons cependant signaler une deuxième faille probable, située plus à l'E (fig 1, ff) et qui serait responsable de l'inflexion brusque du contact Givétien-Frasnien, au N du fossé de l'Hôpital de Charlemont (290.70-374.82).

La faille principale FF est dirigée N 25° W et présente un pendage W de l'ordre de 50°. Son rejet est d'environ 150 m suivant l'horizontale et 206 m suivant la verticale.

CONCLUSION.

A la suite de nos levés de détail aux environs de Givet, nous pouvons à nouveau affirmer que la « faille de Charlemont » n'existe pas. L'accident ainsi dénommé n'est qu'un pli anticlinal élémentaire qui se place harmonieusement dans la série des nombreux replis de la bordure méridionale du synclinorium de Dinant.

Nous ne faisons en cela que confirmer les observations minutieuses de MM. P. Fourmarier et M. Legraye. Avec ces auteurs, nous ajoutons que, même si en certains points des cassures se manifestaient sur le trajet de l'accident — ce qui n'aurait rien d'étonnant dans un pli aussi brusque — elles n'auraient qu'une valeur purement locale et ne pourraient fournir argument au passage d'une grande surface de charriage.

Par contre, la faille de la Porte de Foisches constitue un accident important qui fait partie d'un réseau complexe dont nous avons abordé l'étude. Les failles de ce réseau et notamment celles qui sont dirigées NNW-SSE, les plus importantes et perpendiculaires à la direction des couches, expliqueront de nombreuses anomalies locales et permettront sans doute de modifier les conceptions admises jusqu'ici au sujet des brusques variations latérales de faciès.

BIBLIOGRAPHIE

1. ASSELBERGHS E. — Le Dévonien inférieur de la feuille de Givet (Ardennes) au 1/80.000^e. *Bull. Serv. Carte Géol. France, C. R. Coll. Camp.* 1938, n° 199, t. XL, 1939 p. 21-33, 4 fig., pl. I.
2. ASSELBERGHS E., KAISIN F. et MAILLIEUX E. — Traversée centrale de la Belgique par la Vallée de la Meuse et ses affluents de la Rive gauche. *Liv.-Guide Cong. Géol. Int., XIII^e Session, Belgique*, 1922; Excursion A², 90 p., 31 fig., 2 pl.
3. BONTE A. et RICOUR J. — Note préliminaire sur la « Faille de Charlemont » à Givet. *C. R. somm. S. G. F.*, 1947, p. 295-296.
4. — Feuille de Givet au 50.000^e. Structure du Massif du Mont d'Hairs. *Bull. Serv. Carte Géol. France, C. R. Coll. Camp.* 1947, n° 225, t., 1948, p. 25-33, 4 fig.
5. DORLODOT (H. DE) — A propos de la Faille « de Charlemont ». *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XLVIII, 1924-25, p. B 318-322.
6. FOURMARIER P. et LEGRAYE M. — L'allure du Calcaire Givétien à Charlemont (Givet). *Ibid.*, t. XLVIII, 1924-25, p. B 279-283, 3 fig.
7. GOSSELET J. — Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. 1 vol. in-8°, 164 p., 6 fig., 6 tab., 4 pl., Paris, L. Martinet, 1860.
8. — Carte géologique de la bande méridionale des calcaires dévoniens de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, (2), t. XXXVII, 1874, p. 1-36, 9 fig., 2 pl. h. texte en couleurs.
9. — Le calcaire de Givet. 1^{re} Partie. Le calcaire de Givet sur le littoral de l'Ardenne dans l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. III, 1875-76, p. 36-54, 2 fig.
10. — Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines, 1 vol. in-8°, II-425 p.; XXIX-XV-XXI pl., Lille, Six-Horemans, 1880.
11. — L'Ardenne. *Mém. Explic. Carte Géol. dét. France*, 1 vol. in-4°, 881 p., 244 fig., XXVI-XI pl., 1 carte, Paris, Baudry et C^{ie}, 1888.
12. — Ardenne. *Ext. Livret-Guide VIII^e Cong. Géol. Int.*, Paris, 1900, n° 1, p. 1-33, 25 fig.
13. KAISIN F. — L'Ardenne, pays de nappes. *Revue Quest. Scient.*, (4), t. VII, 1925.
14. — Session extraordinaire de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie et de la Société Géologique de Belgique tenue à Couvin, Rocroy, Fumay et dans la vallée de la Meuse entre Fumay et Dinant, les 20, 21, 22 et 23 septembre 1935. Compte rendu par —. *Soc. Géol. Belgique*, t. LIX, 1935-36, *Bull.*, p. B 75-145, 15 fig., 1 pl. h. texte et *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. XLV, 1935, p. 357 et suiv.
15. — Le Problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XI, 1936, p. 266-270.
16. MAILLIEUX E. — Compte rendu de l'excursion dans les environs de Couvin les 14 et 15 avril de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. XXI, 1907, Mém., p. 133-167, 8 fig.

17. MAILLIEUX E. — Compte rendu des Excursions dans le Dévonien des environs de Couvin et de Chimay. *Ibid.*, t. XXVII, 1913, Mém., p. 46-104, 15 fig., pl. IV-V.
 18. — Compte rendu de l'excursion de la Société Belge de Géologie à Couvin, le 15 mai 1937, t. XLVIII, 1938, p. 411-416.
 19. WATERLOT G. — Sur la stratigraphie et la tectonique du Massif Cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 193, t. XXXIX, 1937, 54 p., 12 fig., 2 pl.
-

LA GENÈSE DES ORTHOPYROXÈNES

PAR D. Guimarães¹.

PLANCHE XXII.

Le phénomène de l'intercroissance d'un pyroxène monoclinique avec un orthorhombique est connu des pétrographes depuis quelques dizaines d'années. Divers auteurs en ont fait mention [1], le considérant comme le résultat d'une démixtion de « molécules » de diopside en solution solide dans un orthopyroxène, lequel, de son côté, proviendrait de l'inversion d'un clinopyroxène préexistant (pigeonite). H. H. Hess [7] a consacré plusieurs articles à ce sujet, en adoptant le point de vue de Tom F. W. Barth (1931).

Dans une publication spéciale (1946), nous avons discuté la valeur de cette théorie à la lumière des conceptions modernes sur la structure cristalline, et nous y avons montré son mal-fondé. En 1930 nous avons publié un essai d'interprétation physico-chimique du processus de formation des orthopyroxènes basaltiques, et en 1933 — dans une étude sur la province magmatique du Brésil méridional — présenté une discussion plus serrée de la question.

Pourtant, les mêmes idées préconçues sur la structure cristalline, qui ont conduit à l'hypothèse de l'inversion, nous ont empêché, à l'époque, d'arriver à une solution satisfaisante de ce problème minéralogénétique. Notre propre point de vue n'a pu se développer utilement que depuis ces deux dernières années, lorsque nous avons entrepris une révision des études antérieures, en tenant compte des progrès réalisés dans le domaine de la cristallogénie (Bragg, Pauling et autres) et dans celui de la géochimie (école de V. M. Goldschmidt à Göttingen). Le présent article est un résumé de nos recherches de ces trois dernières années.

Le matériel d'étude. — Nos premières études sur l'intercroissance des pyroxènes furent faites sur les roches basaltiques du Haut Rio Branco (Amazone) et du « sill » de Roroimã, recouvert par les grès de Kaieteur (Vénézuéla). Ces intrusions sont d'âge secondaire, probablement triasique. Les gabbros, affleu-

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948 par M. J. BOURCART.

rant à Tijuca (Rio de Janeiro) et dans les Serras do Caparaó (Espírito Santo), ont fourni des beaux échantillons d'intercroissances entre clino- et orthopyroxène à structure lamellaire (schillerisation). Les masses de ces gabbros quartzifères en forme de batholites, plus ou moins granitisées sur leurs bords, s'étendent depuis Rio de Janeiro jusque dans la province de Bahia et sont d'âge probablement protérozoïque ; elles font partie des structures orogéniques de cette ère et se laissent envisager avec vraisemblance, comme constituant le substratum plutonique de la Serra do Mar, chaîne parallèle à la côte E du Brésil.

Récemment, et grâce à l'obligeance de notre ami le Dr W. D. Johnston Jr. et du Prof. S. J. Shand, il nous a été donné de faire, en collaboration avec Boris Brajnikov, une étude microscopique [13] sur divers échantillons du « sill » de Palisade de Hudson River (New Jersey, États-Unis). Les conclusions, auxquelles nous a menés cette étude, corroborent entièrement les résultats des recherches antérieures sur le matériel brésilien.

Les faits d'observation. — On a pu constater, à diverses reprises, qu'une roche basaltique, particulièrement celle à grain moyen, contient plus d'une variété de pyroxène.

Walker [6] a identifié les suivantes, dans la diabase de Palisade on the Hudson : *augite*, *hypersthène-augite*, *pigeonite*, *hypersthène*, *clinohypersthène* (?). Nous-mêmes avons constaté, dans les gabbros

de Roroimã, la présence de : *diopside-augite*, *pigeonite* et *hypersthène* en divers stades de transformation, jusqu'à la forme orthorhombique définitive.

Dans cette catégorie de roches précisément, il est souvent donné d'observer une intercroissance intime de clinopyroxène avec orthopyroxène ou d'*augite* avec *clinohypersthène* (?) d'après Walker [6], de même que la macle polysynthétique, ou la *structure lamellaire*, intéressant les deux variétés du minéral et dont le plan d'accrolement se révèle être la face (001) du pyroxène monoclinique. Au cas où ces deux phénomènes se trouvent associés dans un même cristal, la striation (001) est, en



FIG. 1. — Gabbro à hypersthène. Haut Rio Branco, Amazone. Section // ZX avec $\gamma-\alpha=0,0209$; lamelles // (001), inclusion de plagioclase. Pg = pigeonite ; Hy = hypersthène lamellaire. Gross. 110 env.

général, plus accusée dans la zone orthorhombique que dans la zone monoclinique. On peut ajouter que ces divers aspects des pyroxènes se laissent observer sur l'espace restreint d'une seule préparation microscopique.

Un clinopyroxène peut se trouver inclus dans l'*hypersthène* sous la forme de lamelles fines et parallèles (striation (001)), ou encore, les deux variétés minérales occupent des zones distinctes, lorsque, par exemple, le nucléus d'*augite* est enveloppé par une auréole d'*hypersthène* ou d'*enstatite*. Enfin, les associations perthitique et micropertthitique des deux pyroxènes, monoclinique et orthorhombique, sont également fréquentes.

L'hétérogénéité des cristaux de pyroxène de ce type n'est guère apparente en lumière naturelle, si ce n'est en sections favorables à l'observation de la ligne de Becke; l'étude n'en devient facile et intéressante qu'entre nicols croisés.

Dans quelques exemples, le passage entre le clinopyroxène de biréfringence 0,028 à 0,030, et l'orthopyroxène, se fait sur les bords par l'interposition d'une frange à biréfringence moyenne de 0,013 à 0,016. La microphoto (pl. XXII, fig. 2) montre un cristal mixte ainsi formé :

- a) zone clinopyroxénique à biréfringence $\gamma - \alpha = 0,027$ à $0,029$;
- b) zone marginale du clinopyroxène avec baisse de biréfringence, $\gamma - \alpha = 0,018$ à $0,016$;
- c) zone à structure lamellaire et intercroissance de clino- et orthopyroxène. Les lamelles parallèles à (001) sont alternativement de clino- et d'orthopyroxène et se distinguent par leur biréfringence;
- d) zone d'*hypersthène* (signe optique négatif et $2V = 72^\circ$) de biréfringence basse, avec îlots de *clinopyroxène* résiduaire ($\gamma - \alpha = 0,016$).



FIG. 2. — Gabbro à hypersthène. Haut Rio Branco. Amazone. Section // (010). 1-1' : Diopside magnésien maclé suivant (100) et lamelles (macles) suivant (001). 2-2' : zone de diopside magnésienne à biréfringence plus faible, lamelles // (001), zone pigeonitique. 3-3' : zone hypersthénisée, lamelles très fines. Gross. 33.

Sur d'autres exemples, l'on peut constater que la zone 2 est de la *pigeonite*. La fig. 2 montre une structure un peu plus compliquée; elle représente une section parallèle au plan des axes optiques (ZX) d'un cristal maclé suivant (100). En 1-1' est la *diopside-augite*, en 2-2' celle-ci passe à la *pigeonite* ($\gamma - \alpha = 0,021$) et 3-3' au *clinohypersthène* avec structure lamellaire accentuée. On notera que cette structure, à peine perceptible dans l'*augite*, devient plus visible dans la *pigeonite* et très nette dans le *clinohypersthène*, rappelant la structure en « épine de poisson ».

L'*hypersthène* peut aussi envahir tout un cristal maclé suivant (100), de façon à réaliser la structure représentée sur la fig. 3; par ailleurs,

on rencontre des cristaux en divers stades de transformation, jusqu'au stade final de la fig. 3.

Pareil cas se rencontre dans les gabbros et les diabases de Roroimã et de Palisade, où le *clinohypersthène* à structure lamellaire, suivant la face (001) du diopside primitive, conserve encore l'aspect maclé (100) de celle-ci; les caractères optiques du minéral sont ceux de l'*hypersthène*, bien que l'extinction reste oblique, variant de quelques degrés jusqu'à 29° .

Il en est de même pour l'*enstatite* du gabbro de l'île de Uacá (bas Rio Negro). Dans cette roche, l'*enstatite* renferme des restes à contours irréguliers (fig. 4) d'une *diopside-augite*, maclée suivant (100). Le minéral orthorhombique se reconnaît par sa biréfringence, l'angle

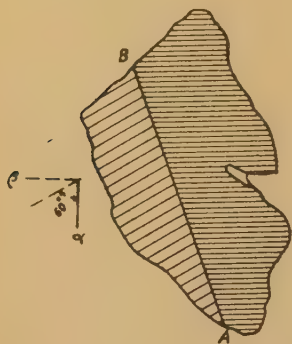


FIG. 3. — Gabbro à hypersthène. Haut Rio Branco, Amazone. Cristal de pigeonite hypersthénisée. AB trace du plan de maclé (100) de pigeonite $ZY \wedge (100) = 30^\circ$. Gross. 64.

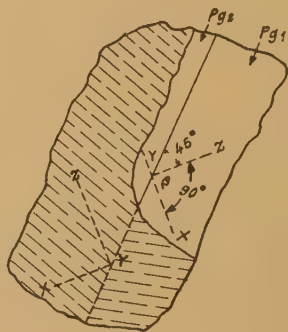


FIG. 4. — Gabbro à enstatite. Ile de Uacá, Rio Negro, Amazone. Section de pigeonite // (010), maclée suivant (100) passant à enstatite, Z de En est // Z de Pg₂. Gross. 64.

de ses axes optiques, la position du plan des axes optiques, ainsi que par ses indices de réfraction; cependant, l'angle d'extinction se maintient égal à celui du *clinopyroxène* inclus et varie généralement de 41° à 44° .

Nous avons donné dans les publications antérieures [10] des dessins à la chambre claire et des microphotographies, pour illustrer ces observations: ils montrent, entre autre, que le *diopside* passe à l'*enstatite* par l'intermédiaire d'une frange de *pigeonite*, reconnaissable par sa biréfringence plus faible. Il est intéressant de noter que la structure en lamelles n'est pas, dans ce cas, bien visible entre nicols croisés; elle est tellement fine, qu'elle devient à peine perceptible.

L'étude de l'orientation optique des pyroxènes orthorhombiques, en rapport avec celle des pyroxènes monocliniques, en sections de cristaux mixtes, fut faite de façon systématique et

son résultat peut être résumé de la manière suivante (fig. 5) :

1° Lorsqu'un cristal de clinopyroxène magnésien se transforme en *enstatite*, les directions d'élasticité optique X, Y et Z se maintiennent sans changement, mais il y a augmentation de l'angle des axes optiques, accompagnée d'une variation de la valeur des indices de réfraction; lorsque c'est la *pigeonite* qui se transforme, un changement se produit comme s'il y avait rotation de l'ellipsoïde de 90° autour de Z, l'axe Y venant occu-

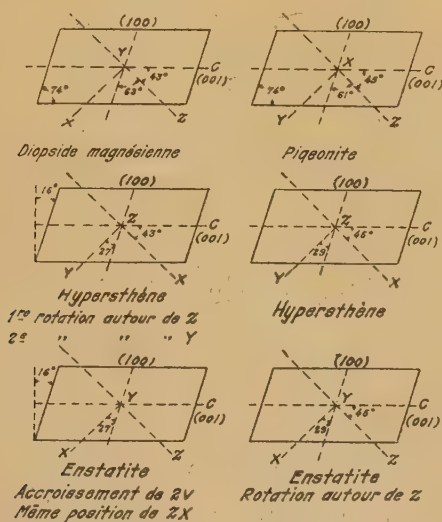


FIG. 5. — Schéma des positions des axes d'élasticité optique dans les pyroxènes étudiés.

per une position parallèle à l'axe cristallographique b du clinopyroxène.

2° Lorsque le clinopyroxène magnésien se transforme en *hypersthène*, la tendance initiale est vers la réalisation de l'orientation optique de la *pigeonite* (rotation autour de Z); à cela se superpose une modification complémentaire correspondant à une rotation de 90° autour de Y. Il y a donc deux phases successives et distinctes de modifications. Lorsque c'est la *pigeonite* qui se transforme en *hypersthène*, le changement simule une rotation de 90° autour de Y, de telle sorte que Z devient parallèle à l'axe b du clinopyroxène.

Après transformation et recristallisation, la face (010) du clinopyroxène se maintient dans l'*enstatite*, mais elle est substituée par la face (001) dans l'*hypersthène* (fig. 4).

Pour terminer cette brève description, nous citerons un passage de H. H. Hess et A. H. Phillips [5] :

« Orthopyroxenes of plutonic igneous rocks normally show well developed diopsidic lamellae... » (p. 282).

« In orthopyroxenes-bearing rocks intruded at shallow to moderate depths, lamellae may or may not be present. As a rule a poor development of lamellae has been noted. These lamellae are less regularly distributed through the crystal and tend to be more irregular in form than in the plutonics. In the plutonics they resemble fine, straight, ruled lines when the (010) face of a crystal is examined under crossed nicols. In the hypabyssal rocks some « lines » which are less regular and some oriented globs or quadrilateral areas of diopsidic pyroxenes may be seen, and all these are mainly confined to the cores of the crystals. »

« The writers have noted orthopyroxenes with well developed lamellae in rocks of the following localities : Stillwater Complex, Montana ; Bushveld Complex, South Africa ; Bay of Island Complex, Newfoundland ; Baltimore gabbro, Maryland ; high temperature hornfels along the floors of the Stillwater Complex and Duluth Gabbro ; pegmatites Roseland, Virginia ; anorthosites and gabbros of the Adirondacks (not recrystallized) and norites of the Harz Mountains¹. »

L'on ne saurait trop insister sur l'intérêt profond que présente l'ensemble de ces faits pour le problème de la pétrogénèse, et qui semble avoir été très sous-estimé par les auteurs.

Interprétation minéralogénétique. — Nous avons déjà eu occasion de montrer [2, 3, 11] que les observations ci-dessus résumées ne semblent admettre d'autre interprétation que celle d'une transformation de clinopyroxène en orthopyroxène dans la phase orthomagmatique, en conséquence d'une modification

1. « Les roches plutoniques ignées à orthopyroxènes montrent d'habitude des lamelles de diopside bien développées... »

« Dans les roches à orthopyroxènes dont l'intrusion a eu lieu à des profondeurs faibles à modérées, ces lamelles peuvent être présentes ou non. En général, on a observé un faible développement des lamelles. Elles sont moins régulièrement distribuées dans le cristal et tendent à être de formes plus irrégulières que dans les roches plutoniques. Dans celles-ci, elles ressemblent à des traits tracés à la règle, fins et droits, quand on regarde entre nicols croisés la face (010) d'un cristal. Dans les roches hypabyssales, on peut apercevoir de ces « traits » moins réguliers et des aires arrondies ou quadrangulaires de pyroxènes diopsidiques, et tous ceux-ci sont localisés principalement en bordure des cristaux.

Les auteurs ont remarqué des orthopyroxènes avec lamelles bien développées dans les roches des localités suivantes : complexe de Stillwater, Montana ; complexe du Bushveld, Afrique du Sud ; complexe de la baie d'Islande, Newfoundland ; gabbro de Baltimore, Maryland ; cornéennes de haute température à proximité du fond du complexe de Stillwater, et de celui du gabbro de Duluth ; pegmatite, Roseland, Virginie ; anorthosite et gabbros des Adirondacks (non recrystallisés) et norites du Harz. »

d'équilibre physico-chimique au sein du magma. Le phénomène est analogue à la pseudomorphose et son mécanisme consiste en la migration de l'ion Ca^{++} (rayon ionique $0,98 \text{ \AA}$), du réseau cristallin du clinopyroxène (phase solide) vers le magma résiduel (phase liquide), compensée par la migration des ions Mg^{++} ($0,78 \text{ \AA}$) et Fe^{++} ($0,83 \text{ \AA}$) de la phase liquide vers les positions du réseau précédemment occupées par le cation Ca^{++} ; un tel échange de bases est parfaitement admissible, étant donné que les deux ions (Mg et Fe) ont leur rayon ionique un peu inférieur à celui du Ca^{++} et que le réseau cristallin du clinopyroxène présente une tolérance suffisante (39 % de vides) [12].

Au risque de compromettre l'ordre de l'exposé, mais pour donner un schéma simple de l'ensemble du phénomène, nous dirons dès maintenant que la transformation s'accomplit en deux étapes : 1° l'échange de Ca contre Mg et Fe, ces derniers se distribuant parmi les positions disponibles du réseau sans ordre rigoureux apparent; ceci communique au réseau une tendance vers une symétrie d'ordre supérieur en entraînant des anomalies optiques; 2° réarrangement intra-réticulaire des ions Mg^{++} et Fe^{++} pour équilibrer les tensions électrostatiques résultant de la distribution désordonnée, avec exaltation effective de la symétrie du réseau.

Puisque la valeur de la constante du pouvoir spécifique de réfraction de CaO est $K = 0,225$, celle du MgO est $K = 0,200$ et celle du FeO est $K = 0,187$ (Lorentz et Lorenz), il est facile de voir, que la transformation en question doit s'accompagner d'une baisse de biréfringence.

Il s'agit donc d'un *processus intramagmatique de substitution ionique*, graduelle et progressive, qui, selon les circonstances, en fonction de l'afflux de l'énergie thermique, peut être totale, ou s'arrêter à un stade quelconque, lorsque le refroidissement progresse plus rapidement que la substitution.

La vitesse de diffusion des ions intéressés, facteur essentiel du processus, est fonction de la température; c'est la raison pourquoi dans les zones marginales de « sills » et « dykes » basaltiques, on peut rencontrer les pyroxènes à presque tous les stades de transformation.

Cependant, la *vitesse spécifique de substitution ionique* (la vitesse spécifique de diffusion) n'est pas la même pour Ca^{++} , Mg^{++} et Fe^{++} , ce qui est dû non seulement à la différence de leur charge électrostatique, mais aussi à celle de leur rayon ionique. Il s'ensuit d'une part, que l'état d'équilibre ionique n'est pas atteint immédiatement, et que, d'autre part, la substitution peut progresser de manière différente pour

Fe^{++} et Mg^{++} , de sorte que l'un ou l'autre ion peut dominer, en un moment et pour une position du réseau donnés, engendrant ainsi une différence de potentiel électrostatique, qui ne pourrait être équilibrée que par un réarrangement interne de ces deux cations.

Les variations locales dans la distribution des ions conduisent à une orientation optique différente dans divers points du cristal, qui tendent soit vers En, soit vers Hy, occasionnant des structures perthitiques et microperthitiques, bien observables dans les roches de Roroimã et Palisade on the Hudson. Les cristaux maclés, dont un individu est microperthitique et le deuxième présente une partie microperthitique, une autre homogène, permettent de conclure, que la recristallisation du pyroxène, formé par substitution, procède par diffusion intra-réticulaire. Elle tend à rétablir l'équilibre électrostatique du réseau et à le reconstituer avec un degré de symétrie plus élevé. Une distribution inégale de Fe et Mg, se localisant en lamelles ou en zones déterminées, conduit au pseudo-mâcle (001) de l'*hypersthène*, ou à l'extinction zonée; par la recristallisation complète, ces structures disparaissent et l'*hypersthène* acquiert sa forme et son apparence habituelles. Le processus doit sans doute être très lent, puisque la résistance passive du réseau cristallin à la diffusion est relativement grande.

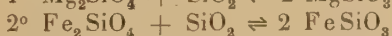
La transformation du clino- en orthopyroxène débute par la pigeonitisation, c'est-à-dire par départ du cation Ca^{++} du réseau cristallin et son remplacement par Mg^{++} et Fe^{++} . Le phénomène se propage suivant les plans (001) qui, selon les recherches de Bragg, sont les directions privilégiées de localisation des cations dans le réseau des pyroxènes; de là, résulte la structure lamellaire, décrite et figurée dans les pages précédentes. Tant que dure ce phénomène, les indices de réfraction varient de façon continue, jusqu'à ce que la biréfringence ait atteint les valeurs moyennes habituelles aux pyroxènes orthorhombiques; mais les directions d'élasticité optique ne se trouvent pas modifiées immédiatement. Ce fait trouve sa raison dans l'inertie du réseau cristallin, qui n'est surpassée que lorsque le refroidissement est suffisamment lent, pour qu'une diffusion intraréticulaire puisse s'accomplir et rétablir l'équilibre électrostatique du réseau.

L'examen microscopique de cristaux à des stades divers de transformation, dans lesquels l'angle d'extinction tend vers 0° , permet de constater, en section parallèles à (010), que la bissectrice obtuse ($X = \alpha$) du clinopyroxène (*diopside*) fait un angle de 28° à 29° avec la trace du plan (001) et que les cristaux du *clinohypersthène* (?) en formation — qui représentent un stade intermédiaire de transformation — conservent ces directions des axes d'élasticité optique, puisque aucune modification dans les positions des cations n'est encore intervenue. Par contre, avec le début de la diffusion intraréticulaire, qui tend à homogénéiser la composition chimique au sein du cristal, les directions d'élasticité optique se déplacent dans le sens qui fait coïncider le Z (γ) de l'*hypersthène* (ou le Y (β) de l'*enstatite*) avec la trace de (001) dans le plan (010).

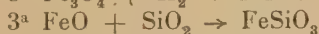
Interprétation physico-chimique. — Le grand nombre de cristaux de clinopyroxène — déterminé statistiquement dans les roches basaltiques dérivées de magmas toléïtiques — qui se présentent maclés suivant (100) et lamellés suivant (001), est déjà un symptôme, indiquant une tendance du réseau cristallin vers une symétrie plus élevée. Il est donc permis de penser que les conditions physico-chimiques régnant au sein du magma en voie de consolidation ont dû apporter de sensibles modifications. La conclusion s'impose de façon toujours plus catégorique, à mesure que l'on procède à une investigation plus minutieuse des structures intimes, révélées par les pyroxènes. Le problème, ici, est de rechercher la cause fondamentale de telles modifications physico-chimiques et d'en établir la succession.

Il est assez généralement admis, que l'accumulation des gaz et de la vapeur d'eau surchauffée modifie l'état physico-chimique d'un magma, dans le sens qui abaisse son point de fusion et accroît sensiblement son activité chimique. Ainsi, le magma devient-il capable d'assimiler le matériau sialique pendant son ascension vers les niveaux proches de la surface terrestre et de s'incorporer les sédiments argilo-sableux, lorsque l'injection se fait sous la forme d'un « sill ». *Le processus de transformation du pyroxène monoclinique en orthorhombique*, tel qu'il fut défini ci-dessus, est une preuve de ce que les magma toléïtiques résultent de l'assimilation de sial ou de sédiments sablonneux par les masses basaltiques, potentiellement à olivine.

La transformation exige, au sein du magma, une concentration en métasilicates, qui peut seulement être réalisée par les réactions.



Comme, en général, les roches riches en pyroxène orthorhombique sont relativement pauvres en magnétite, comparées à celles dérivant des magmas toléïtiques mais ne contenant pas d'orthopyroxènes, il est possible de prévoir que les réactions suivantes ont lieu dans la phase orthomagmatique :

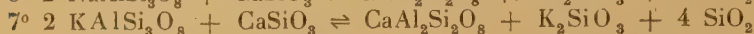


L'enrichissement en métasilicates et l'accumulation d'éléments volatils auraient modifié les conditions d'équilibre, en même temps que le magma résiduel s'appauvrissait en calcium, à la suite de la cristallisation de plagioclases riches en anorthite. De cette façon, une différence de concentration en Ca, entre la phase solide (pyroxène) et la phase liquide magmatique, s'établit au profit de la première et, pendant que la concentration en éléments volatils abaisse la viscosité

du magma, une différence de potentiel électro-osmotique se fait sentir entre celui-ci et le réseau cristallin des pyroxènes. Ce dernier agit alors comme une membrane, au travers de laquelle s'installe une diffusion en deux sens, accompagnée de substitution ionique, suivant les réactions :



Le rétablissement de la concentration en Ca dans le magma résiduel, aurait donné lieu aux réactions d'équilibre suivantes :



Deux conséquences, importantes pour la théorie de l'évolution magmatique, découlent de cette dernière réaction : la *zonation des plagioclases* et la *mobilisation du Fe⁺⁺⁺*.

a) *Ensténitisation et zonation des plagioclases.* — Le calcium, diffusant dans le bain fondu, tend à se combiner avec la silice pour former le métasilicate; d'autre part, il tend à déloger les éléments alcalins des aluminosilicates, ce qui donne lieu aux réactions 6 et 7. Cependant, la vitesse de la réaction d'échange de bases 4 et 5 est plus petite que la vitesse d'accroissement des cristaux de plagioclases, car il s'agit de croissance de cristaux déjà développés, qui représentent une masse considérable en suspension dans le bain fondu. En outre, les réactions indiquées 6 et 7, n'ont lieu que lorsque la concentration en CaSiO_3 atteint une certaine valeur; au-dessous de cette valeur critique, la tendance de la réaction est de se passer de droite à gauche (loi d'action de masse de Guldberg et Waag). *Le processus est donc rythmique* avec formation de zones alternantes, calciques et sodiques (sous-zones), et leur développement dépend de la différence entre la vitesse de diffusion de Ca^{++} , de l'intérieur vers l'extérieur du réseau du pyroxène monoclinique, et la vitesse d'incorporation des ions libres de la phase liquide dans le réseau des plagioclases.

De cette façon, *les deux réactions conjuguées 4-5 et 6-7 définissent la liaison étroite entre la transformation des pyroxènes et la modification dans la composition chimique des plagioclases*. Mais, tandis qu'en présence d'énergie thermique disponible, le processus d'ensténitisation se développe sans interruption — la concentration en magnésium et en fer étant toujours suffisante — la formation des sous-zones des plagioclases est un phénomène tardif et oscillatoire, étant fonction, à tout instant, de la concentration de la phase liquide en calcium, soumise à de fortes variations.

b) *Mobilisation du Fe⁺⁺⁺.* — La concentration du magma en métasilicates alcalins augmente au fur et à mesure que les réactions 6 et 7 se produisent de gauche à droite. La multiplication des centres de cristallisation des plagioclases, et la croissance de cristaux déjà formés, entraînent, en même temps que la concentration de K_2SiO_3

et Na_2SiO_3 dans le résidu liquide, un déséquilibre pour l'ion Al^{+++} (rayon ionique 0,57 Å), incorporé dans le réseau cristallin de l'*augite* ou du *diopside*, et ceci précisément au moment où s'effectue la substitution intense de Ca par Mg et Fe.

En tenant compte de la faible teneur en Al, et de son absence probable en tant que cation, dans les orthopyroxènes, il semble évident, que l'ion Al^{+++} des clinopyroxènes est également substitué, pendant la transformation du pyroxène monoclinique en *hypersthène* ou en *enstatite*, et qu'il est consommé dans les réactions :



Il s'avère, que l'unique cation susceptible de substituer Al^{+++} à grande échelle est le Fe^{+++} (0,67 Å). Telle serait l'interprétation de la disparition presque complète de Al_2O_3 de la composition des orthopyroxènes, tandis que les clinopyroxènes basaltiques en contiennent jusqu'à 12 %.

Certes, une partie de cet aluminium dans les clinopyroxènes, et sa presque totalité dans les orthopyroxènes basaltiques, doivent être attribuées aux inclusions de plagioclases, car il est à peu près impossible d'obtenir, pour analyse, ces minéraux exempts d'inclusions; et, particulièrement dans les roches où l'on constate les phénomènes d'hypersthénisation ou d'ensténitisation, la texture poecilitique est fréquente. Toutefois, il n'y a pas de doute qu'une part non négligeable de cet élément appartient au réseau des pyroxènes.

La fixation de l'ion Fe^{+++} , dans le réseau cristallin des orthopyroxènes, détermine une diminution de concentration en cet ion dans le magma résiduel. Pendant tout le temps où la température du magma se maintient dans les limites de cristallisation de plagioclases et d'*augite*, c'est-à-dire au-dessus de 800°, la mobilité ionique reste suffisante pour conserver homogène la concentration ionique dans la phase magmatique liquide. De la sorte, la diffusion progresse de proche en proche, déterminant la migration du fer vers les zones où prédomine la cristallisation des plagioclases. C'est le cas du « sill » de Palisade on the Hudson, où l'on assiste à la concentration des plagioclases au-dessus du niveau moyen du « sill », et à la sédimentation des cristaux de pyroxènes dans sa moitié inférieure. Les analyses, faites par Walker [6], montrent un accroissement de la teneur en Fe^{+++} , précisément au niveau où la teneur en plagioclases est la plus élevée, malgré la faible teneur en magnétite de ce niveau, qui se maintient dans les limites moyennes trouvées pour la partie inférieure du « sill ». L'ion Fe^{+++} n'a donc pu se fixer que dans les minéraux ferro-magnésiens, et notamment dans l'*hypersthène*. On voit par cet exemple, que la différenciation magmatique débute par une combinaison de la sédimenta-

1. Dû à la présence de H_2O dissociée, cette équation doit s'écrire :



tion gravitative de cristaux formés avec le processus de diffusion ionique.

Considérations générales. — Avant de conclure sur l'ensemble du phénomène, si complexe et d'un intérêt si profond, pour quiconque se consacre à l'étude de la pétrogénèse, nous devons de dire quelques mots au sujet de deux théories, assez en vogue actuellement, qui concernent directement le sujet traité ici.

1° *La théorie de Bowen*, très largement connue, ce qui nous dispense de l'exposer en détail, repose sur une série d'expériences sur le système $MgO-FeO-SiO_2$, qu'il réalisa en collaboration avec Anderson et Schairer; le fait de la fusion incongruente du pyroxène à 1545° y a été particulièrement exploité.

Or, le passage suivant, emprunté à l'œuvre bien connue de Shand [9], établit un fait capital qui est incompatible avec cette théorie :

« This view, that the ortho-pyroxenites were formed by crystal-settling, is strongly supported by experimental chemistry. Bowen and Schairer have shown that bronzite in the ordinary orthorhombic form is only stable below 1100° C., whereas a melt of the same composition crystallizes in the form of clino-bronzite in the neighbourhood of 1500° C.; consequently common bronzite cannot possibly have crystallized from a magma of its own composition. »¹ (P. 276).

Nos propres études confirment pleinement cette inférence de Shand et montrent, en outre, que le processus de formation de pyroxènes orthorhombiques n'exige point l'intervention de pressions très élevées; seules sont nécessaires et suffisantes les conditions géologiques favorables à la rétention de gaz dissous dans le magma et à une chute lente de température. La réaction Bowen-Anderson n'apporte donc aucune solution pour ce problème minéralogénétique. S'il en faut une autre preuve, il suffit de considérer les diverses roches volcaniques, en particulier les andésites, qui renferment des phénocristaux de pyroxènes orthorhombiques. Quelque élevée que soit la concentration en métasilicates ferromagnésiens dans la phase magmatique liquide, les micro-lithes de pyroxène naissants n'affectent jamais la forme orthorhombique, mais toujours monoclinique. Les phénocristaux, dans ce cas, se sont formés par le processus, décrit précédemment, pendant la période de cristallisation tranquille du magma.

Ainsi donc, la seule chose que les expériences de Bowen ont réellement démontrée, est l'impossibilité de l'existence d'un équilibre

1. « L'idée que les ortho-pyroxénites se sont formés par séparation par gravité est fortement appuyée par la chimie expérimentale.

Bowen et Schairer ont montré que la bronzite dans la forme orthorhombique habituelle n'est stable qu'en dessous de 1100° C, alors qu'un mélange fondu de même composition cristallise en clino-bronzite à 1500° C environ. En conséquence, la bronzite commune ne peut avoir cristallisé d'un magma de même composition qu'elle ».

stable entre SiO_2 et olivine en présence d'énergie disponible (refroidissement lent), et, par contre coup, la probabilité d'absorption d'olivine au cours de l'assimilation de roches acides par le magma basaltique, à l'occasion de la mise en place. Et c'est à cela qu'il faut limiter la portée de la règle Bowen-Anderson en matière de pétrogénèse.

2° H. H. Hess [7] a fait sienne l'hypothèse de l'inversion, comme du processus de formation du pyroxène monoclinique en orthorhombique, et il chercha à expliquer l'intrusion du premier dans le dernier, en invoquant la *démixtion d'une solution solide*.

« With slow cooling pigeonite inverts to hypersthene containing oriented plates of clinopyroxene exsolved from it. »¹ [7].

Cette interprétation est fondée sur la conception, déjà ancienne, de la constitution moléculaire des silicates et, dans le cas présent, revient à admettre que les clinopyroxènes sont formés de molécules de Wo (wollastonite), En (enstatite) et Fe (ferrosilite). Cependant, les recherches röntgénographiques — en établissant la notion de constitution ionique des silicates et l'absence, dans leur édifice, de molécules individualisées — ont montré la fausseté d'une telle représentation. Les structures intimes de la plupart des silicates nous sont actuellement connues avec une excellente précision, grâce aux travaux de Bragg et de plusieurs autres auteurs, qui nous ont fait savoir, notamment, que le réseau cristallin des pyroxènes est formé de chaînes indéfinies, parallèles à l'axe cristallographique c , et de composition chimique globale répondant à la formule $(\text{SiO}_2\text{O}_6)^{4-}$; entre ces chaînes sont disposés les cations : Ca^{2+} , Mg^{2+} et Fe^{2+} .

Dans un tel édifice il n'y a évidemment pas lieu d'admettre la possibilité d'existence de molécules constituantes en solution solide mutuelle, ni de supposer que le processus soit une transformation brusque d'une forme monoclinique en une forme orthorhombique, comme si l'on fût en présence d'un cas de polymorphisme. La variation de la valeur de l'angle des axes optiques de la *pigeonite* (jusqu'à 0°) et la diminution progressive de sa biréfringence, démontrent clairement, que le processus est graduel; en outre, la transition de la *pigeonite* à l'orthopyroxène n'est pas subite, puisque ce dernier minéral se présente, dans une même préparation, avec l'angle d'extinction tantôt fortement oblique, tantôt droit.

Pour étayer sa théorie, Hess [5] s'efforce de démontrer l'identité de la composition chimique de la *pigeonite* avec celle de l'*hypersthène* ou de l'*enstatite* et que, après la *démixtion*, 8 % à 10 % seulement de clinopyroxène constituent les lamelles incluses dans l'orthopyroxène. Il s'avère, cependant que les lamelles peuvent aussi bien être de *diopside* que de *pigeonite* et que, de plus, leur pourcentage peut varier de 8 % ou moins à 50 % et plus.

1. « Par refroidissement lent, la pigeonite se transforme en hypersthène contenant des lamelles orientées de clinopyroxène provenant de sa *démixtion* ».

Nous reprenons ici les principaux arguments contre la théorie de l'inversion :

1° Les cristaux zonés d'*augite* et *pigeonite*, ou de *diopside* et *pigeonite*, se transforment également en *hypersthène* et l'on trouve des restes de *diopside* dans l'*hypersthène* : le phénomène se passe donc avec perte de Ca, ce qui ne correspond point à une inversion dans le sens de transformation polymorphe.

2° L'on rencontre de nombreux cristaux [11] dans lesquels le pourcentage du clinopyroxène lamelleux, en inclusions, est plus grand que celui calculé par Hess (8,5 à 9 %), pour la démixtion du clino- de l'orthopyroxène.

3° Dans les roches basaltiques du Haut Rio Branco on peut observer l'*hypersthène* et l'*enstatite*, conservant encore la forme originellement idiomorphe du clinopyroxène, maclé suivant (100) et renfermant des restes irréguliers d'*augite* ou de *diopside* passant à la *pigeonite*, et celle-ci à l'*hypersthène*.

4° L'assimilation de roches acides a une influence décisive sur le déclanchement du phénomène, puisque la réabsorption de l'*olivine* augmente la concentration en métasilicates ferro-magnésiens dans la phase liquide.

5° Dans un grand nombre de cas, lorsqu'on examine à fort grossissement les lamelles de clinopyroxène, incluses dans l'*hypersthène*, on constate que la biréfringence au centre de ces lamelles est plus élevée que sur les bords, et ceci indique une différence dans la composition chimique.

6° *Augite* ou *diopside-augite* ont une teneur en Al_2O_3 plus grande que la *pigeonite* au pyroxène orthorhombique. Ainsi, la *pigeonite* nous apparaît comme une des étapes du processus, au cours duquel la migration de Ca et de Al et leur substitution par Mg et Fe modifient la composition chimique du minéral, prédisposant le réseau réticulaire à un réajustement électrostatique, et déterminent par là, la modification cristallographique du minéral.

Nous pouvons essayer maintenant d'ordonner les faits acquis et les déductions que nous en avons tirées, en un tableau d'ensemble.

Nous partirons d'un magma basaltique épicontinental, contenant de l'*olivine* virtuelle ou figurée, riche en gaz dissous et chimiquement actif. Un tel magma, lors de son ascension à travers la croûte terrestre, est capable d'assimiler le matériau sialique, se transformant en magma toléiitique. Dans des conditions propices, la dissipation de l'énergie thermique du magma est retardée et l'assimilation de SiO_2 déclanche, alors, toute une suite de modifications d'équilibre physico-chimique, accompagnée par une série de réactions en cascade.

L'assimilation de SiO_2 et de feldspaths acides (*albite* et *orthose*) pourrait être locale, mais le potentiel énergétique du magma est encore suffisant pour maintenir la vitesse de diffusion à un niveau tel, que l'homogénéisation de la composition chimique du résidu magmatique soit réalisée. La preuve de la réalité de ce fait, est dans la disparition de l'*olivine*, avec formation de métasilicates de Fe et Mg.

A ce moment, le magma contient une certaine porportion de cristaux déjà formés — *olivine*, *clinopyroxène*, *plagioclases*, *magnétite* — immergés dans un bain fondu enrichi en Si, Al et en éléments alcalins essentiellement. Cet état de choses compromet la stabilité de l'*olivine*, d'une part, ce qui conduit à son absorption par le résidu magmatique, et diminue, d'autre part, la teneur relative en Ca dans le bain. Par contre, la stabilité du diopside en présence de SiO_2 est suffisante pour le maintenir dans la phase solide. Toutefois, l'accroissement de la concentration en MgSiO_3 , et en FeSiO_3 , dans le bain, joint à la baisse de concentration en Ca^{2+} , rendent ce minéral instable, peut-être à l'instant où la concentration en métasilicates de Mg et Fe atteint une valeur légèrement inférieure à la teneur en Ca total, correspondant au calcium des pyroxènes. Dès lors commence la diffusion en double sens — du Ca^{2+} vers le bain et des Mg^{2+} et Fe^{2+} vers le réseau pyroxénique — entraînant toutes les variations de composition et de structure que nous avons décrites. La citation suivante, empruntée à Hugo Strunz, [8, p. 189], est fort instructive à ce propos :

« Es ist von grossem Interesse, dass aus reinen $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — Schmelzen gebildeter Diopsid, kaum verzwillingt ist, dass jedoch polysynthetische Verzwillingung in zunehmendem Grad auftritt, wenn der Mg — Gehalt der Schmelze gesteigert wird. Es erfolgt also gewissermassen eine Annäherung an rhombische Symmetrie »¹.

1. « Il est très intéressant de remarquer qu'il se forme du diopside à peine maclé à partir d'un bain de $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ fondu pur, et que cependant, la macle polysynthétique est de plus en plus fréquente à mesure qu'on enrichit le bain en Mg. Il s'ensuit donc, dans une certaine mesure, un rapprochement vers la symétrie orthorhombique ».

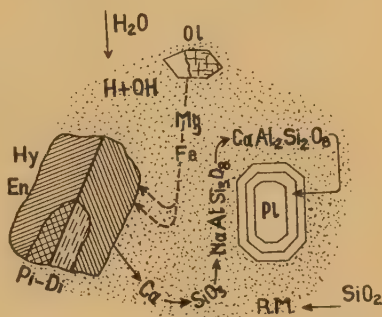


FIG. 6. — Interprétation graphique des réactions d'équilibre 1°, 2°, 3° et 4° ; Pi-Di = pigeonite, diopside ; Ol = olivine ; Pl = plagioclase ; Hy-En = hypersthène, enstatite ; R. M. = résidu magmatique.

En outre, il semble probable que la pénétration du $(OH)^-$ dans le réseau des pyroxènes active chimiquement l'ion Ca^{2+} , en augmentant ainsi sa mobilité.

Le calcium, dont la teneur dans le bain commence à s'élever, réagit périodiquement (en fonction de sa concentration avec les aluminosilicates alcalins, dont la cristallisation avance activement, en augmentant par là la teneur du bain en métasilicates alcalins; ceux-ci, à leur tour, mettent en déséquilibre l'ion Al^{3+} des pyroxènes, pour le fixer sous la forme de plagioclases. La perte de Al^{3+} est compensée, pour les pyroxènes, par l'introduction, dans leur réseau, d'ion Fe^{3+} , provenant de l'attaque de la magnétite par la silice.

L'on conçoit ainsi, que la formation des minéraux constituant les roches éruptives, est le résultat de phénomènes bien plus complexes que ceux envisagés jusqu'à maintenant, et que la liaison la plus étroite existe entre tous les minéraux, qui se forment en un instant donné dans un magma en voie de consolidation.

Pour terminer, nous allons récapituler les phases décisives dans l'évolution physico-chimique d'un magma :

- 1° Accumulation d'éléments volatils ;
- 2° Assimilation du matériau sialique ;
- 3° Hypersthénisation (ensténitisation) ;
- 4° Zonation oscillante des plagioclases ;
- 5° Sédimentation des minéraux ferromagnésiens ;
- 6° Migration ionique du Fe^{3+} .

Les équations 6 et 7 (p. 654) révèlent le sens de modification d'équilibre, qui conduit à la formation de résidus magmatiques progressivement plus acides, et partant, *la possibilité de formation de magmas résiduels de composition granophyrique.*

Les conséquences pétrogénétiques, qui découlent de ces considérations, ne peuvent trouver place dans cet article. Elles ont été partiellement discutées dans diverses publications antérieures [notamment 10].

BIBLIOGRAPHIE

1. ROSENBUSCH, H. — *Mikrosk. Physiog. der Petrog. wichtigen Mineralien*, B. I. 2^e Helfte, 5^e Erweiterte auflage von Dr. C. MÜGGE, 1927.
2. GUIMARÃES, D. — *Ann. Ac. Bras. Sc.*, t. I, n° 4, p. 191-195, Rio de Janeiro, 1929.
3. — *Provincia Magmática de Roroimã, Serv. Geol. e Miner. Brasil*, Bol. 43, 1930.
4. BARTH, T. F. W. — *Amer. Miner.*, n° 16, p. 195-208, 1931.
5. HESS, H. H. et PHILLIPS, A. R. — *Ibid.*, n° 25, p. 271-285, 1940.
6. WALKER, F. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 51, p. 1059-1106, 2 pl., 9 fig., 1940.
7. HESS, H. H. — *Amer. Miner.*, vol. 26, n° 10, 1941.
8. STRUNZ, H. — *Mineralogische Tabellen*. Leipzig, 1941.
9. SHAND, S. J. — *Eruptive Rocks*, 1943.
10. GUIMARÃES, D. — *Bol. Inst. Tech. Ind.*, n° 1, 1946. Belo Horizonte, Brésil.
11. — *Ibid.*, vol. 2, 1946. Belo Horizonte, Brésil.
12. BRAJNIKOV, B. — *B. S. G. F.* (3), XV, 1945.
13. GUIMARÃES, D. et BRAJNIKOV, B. — *Ensténitization in the Palisade Sill Diabase of New Jersey and Its Consequences*. *Bol. Inst. Tech. Ind.*, n° 7, 1948. Belo Horizonte, Brésil.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXII

FIG. 1 — Gabbro à hypersthène de Mê-Uê, lame mince n° 4077, gross. 160, Nicols croisés. Cristal de pigeonite avec début d'hypersthénisation. (Voir fig. 1 dans le texte.)

FIG. 2. Gabbro à hypersthène de Mê-Uê, lame mince n° 4077, gross. 240. Nicols croisés. Pyroxène monoclinique (a) passant à hypersthène. Noter la frange irrégulière (en blanc sur la photo) à biréfringence plus faible (b) par laquelle se fait la transition à l'hypersthène lamelleux (c), puis à l'hypersthène sans lamellation (d), en position d'extinction.

MATÉRIAUX POUR LA PALÉONTOLOGIE
ET LA STRATIGRAPHIE DES RÉGIONS CARAÏBES

PAR M^{me} M. de Cizancourt¹.

PLANCHES XXIII-XXIV.

I. Les genres *MISCELLANEA* PFENDER
et *PELLATISPIRELLA* HANZAWA.

Planche XXIII.

Grâce à la courtoisie du D^r Hollis D. Hedberg², j'ai pu étudier un lot de Foraminifères provenant du sondage Twara n° 1, au Nicaragua³. La note qui suit est publiée avec l'aimable autorisation de la Gulf Oil Corporation, à qui je tiens à exprimer, ainsi qu'au D^r Hedberg, mes bien sincères remerciements. Cette note a pour objet de décrire quelques formes nouvelles et de discuter les relations des genres *Miscellanea* PFENDER, *Pellatispirella* HANZAWA et des Nummulites cordelées.

SUR LA SYNONYMIE DES GENRES *MISCELLANEA* PFENDER
ET *PELLATISPIRELLA* HANZAWA.

Le genre *Pellatispirella* a été créé en 1937 par Hanzawa [11] d'après des sections dans des coupes minces de roches recueillies par T. W. Vaughan au Cap Haïtien, presque située dans le NE de l'île de Haïti, l'une des Grandes Antilles. Dans la note de Hanzawa, on remarque sur la pl. 21 plusieurs coupes axiales et une coupe équatoriale. Parmi ces figurations, les fig. 4, 5, 6 et 7 appartiennent bien au même genre, d'après mes propres observations, tandis que les fig. 8 à 10, pl. 20 et fig. 1, pl. 21 représentent une autre forme, que je connais de la Barbade et que j'ai décrite [5] comme *Numm. (Numm.) pellatispireloides* (BARKER.) La fig. 2, pl. 21, montre la coupe axiale d'une forme nummulitique à grosse corde comme on en connaît par exemple, chez *Numm. (Operculinoides) bermudezi* (PALMER) ou *Numm. (Operculinoides) torifera* M. DE C.

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948.

2. Chef-géologue, Division de Production de New-York, Gulf Oil Corporation.

3. Sur la côte caraïbe à 35 km NE de Puerto Cabezas.

24 août 1949.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 43

Nous trouvons donc ici le début d'une confusion qui se répétera dans des déterminations ultérieures par Vaughan [21, 22], de certaines formes de la Barbade, décrites comme *Miscellanea*. D'autre part, les *Miscellanea* de cet auteur sont également identiques aux *Pellatispirella* de Hanzawa comme le montrent les sections qu'il en donne, provenant de la Barbade, et il considère donc que le genre *Pellatispirella* HANZAWA doit tomber en synonymie avec *Miscellanea* PFENDER.

Sur *Camerina pellatispiroides* BARKER. — Dans la description que j'ai donnée de *Numm.* (*Numm.*) *pellatispiroides* (BARKER) de la Barbade [5], j'avais déjà rappelé la priorité du nom d'*antillea* et les différentes déterminations de cette forme. Il ressort maintenant de recherches ultérieures que *Numm.* (*Numm.*) *pellatispiroides* (BARKER) doit être appelée *Numm.* (*Numm.*) *antillea* (HANZAWA), avec, comme type, les fig. 8-10, pl. 20 et fig. 1, pl. 21 de la note de Hanzawa [11].

Sur *Pellatispirella* HANZAWA. — Les échantillons que j'ai reçus de M. H. D. Hedberg ont montré, après préparation, des détails de surface identiques à ceux figurés par L. M. Davies et des coupes axiales comparables à celles de Hanzawa. Ces deux auteurs, Davies et Hanzawa, ont décrit presque simultanément, l'un *Miscellanea*, l'autre *Pellatispirella*, Davies ayant à sa disposition des formes libres, donnant à la fois les surfaces et les sections, alors qu'Hanzawa ne fournit que des descriptions incomplètes, fondées seulement sur des coupes minces.

La constitution interne de *Pellatispirella* HANZAWA diffère de celle des *Nummulites*, principalement par la disposition des canaux et par l'absence de corde marginale, comme on peut s'en convaincre par l'examen des coupes axiales. La comparaison des coupes de *Miscellanea*, données par Davies [10] avec celles de *Pellatispirella* HANZAWA [11, p. 21, fig. 4, 5, 6 et 7], montre qu'elles sont identiques quant à la structure interne.

Sur *Miscellanea* PFENDER. — J'ai précédemment discuté, à propos de *Nummulites* de la Barbade, les différences entre les genres *Nummulites* et *Miscellanea*, mais disposant maintenant de formes libres de *Miscellanea* du Nicaragua, j'ai pu observer certains détails de structure.

On voit au premier coup d'œil, sur les formes préparées du Nicaragua, l'aspect nummulitoïde ; les piliers forment des taches groupées sur l'ombilic, d'où partent des lignes radiales incurvées vers le bord, et là, on voit fréquemment des stries concentriques, analogues à celles qu'on connaît sur la corde des *Nummulites*. Ces caractères

peuvent tromper si on ne les soumet pas à une analyse détaillée. On voit ainsi que les stries concentriques s'observent sur toute la surface de la coquille, sous la forme de lignes serrées qui passent sur les filets radiaux représentant la trace des cloisons (pl. XXIII, fig. 1, 10, 11, 12, 13). Les échantillons du Nicaragua ont fréquemment le dernier tour de spire brisé, et on voit que les stries concentriques se développent presque jusque vers l'ombilic. Ces stries recouvrent la partie externe des prolongements alaires et portent les ouvertures de canaux disposés symétriquement et alignés, qui sont bien visibles sur la coupe des échantillons décortiqués (pl. XXIII, fig. 6). Cependant le dernier tour de spire, là où il est observable, ne montre pas ces stries et on y voit seulement les ouvertures de pores (pl. XXIII, fig. 12).

En coupe axiale la trace des stries est bien visible sur les prolongements alaires, qui paraissent avoir une structure « en brosse », avec les canaux principaux qui sont transversaux. Tous ces caractères ont déjà été bien décrits par Pfender sur des échantillons du Thibet.

La comparaison avec *Miscellanea* de Thal, localité du NE des Indes, ne montre pas sur les exemplaires de cette provenance, cette délicate ornementation de stries concentriques et toute la surface est couverte de granules, mais, par contre, ces stries sont visibles sur des exemplaires de Nammal Gorge et de Nullah (Indes du NE) décrits dans les travaux de Davies [10, pl. 6, fig. 2 et fig. 5], mais seulement partiellement. Les coupes axiales et équatoriales montrent cependant que ces structures existent également sur ces échantillons, c'est donc là un détail très caractéristique permettant de séparer ce groupe de celui des Nummulites, sans effectuer de sections, et plus spécialement des Nummulites cordelées avec lesquelles elles ont en commun le bord strié. Sur la coupe équatoriale, on voit que l'ouverture des cloisons n'est pas au pied de celles-ci, mais à une certaine hauteur au-dessus de la base, et les cloisons montrent au bord de l'ouverture une sorte de crochet qui indique la présence d'un siphon (pl. XXIII, fig. 2 et 7). C'est là un autre détail important, interne celui-ci, qui permet de distinguer en coupe équatoriale *Nummulites* et *Miscellanea* : chez les Nummulites l'ouverture de communication entre les loges est placée contre la corde du tour précédent et elle a une forme ovale. Sur la photographie d'une coupe axiale (pl. XXIII, fig. 4), on peut voir par transparence les ouvertures de deux des cloisons. Elles sont allongées et semblent divisées par des partitions ou des étranglements, mais il n'est pas certain qu'on puisse parler de deux ouvertures, comme le fait Hanzawa. Les formes du Nicaragua ne possèdent pas de bouton saillant comme les *Miscellanea* des Indes et la plupart des exemplaires ne possèdent qu'un pilier central ne se

marquant pas ou peu en surface et seulement par une simple tache blanche.

Il me reste à dire un mot de *Miscellanea matleyi* (VAUGHAN), qui serait le génotype de *Pellatispirella* HANZAWA. Une bonne coupe axiale de cette forme a été figurée par Vaughan et Cole [22, pl. 6, fig. 1]. C'est un exemplaire à bouton saillant, possédant vraisemblablement des piliers groupés dans la région centrale, d'un côté, et de l'autre un seul gros bouton, et à grande loge embryonnaire. Cette forme est donc assez semblable à *Miscellanea nicaraguana* nov. sp. décrite ci-dessous, mais son profil axial diffère de celui de cette dernière, qui est omphaloïde (pl. XXIII, fig. 5). En outre, la coupe équatoriale [20] est différente de celle de *Misc. nicaraguana* (pl. XXIII, fig. 9).

Ainsi Hanzawa réunit et figure deux formes distinctes sous le nom de *Pellatispirella* et Vaughan [21] inclut dans ses *Miscellanea* des Nummulites cordelées en même temps que des *Pellatispirella* HANZAWA.

Les diverses données concernant l'âge de *Miscellanea* n'ont pas pu être prises en considération par suite de figurations insuffisantes et de confusions avec les Nummulites cordelées, de même que l'incertitude de l'âge de certains gisements et en particulier de celui du Cap Haitien. D'après mes propres observations, à la Barbade, au Vénézuéla et au Nicaragua, *Miscellanea* ne coexiste pas avec les Nummulites cordelées¹.

Sur *Sulcoperculina* THALMANN. — *Sulcoperculina* THALMANN est un autre genre qui a été également confondu avec *Miscellanea*. Cole [6, 7] place ? *Camerina dickersoni* PALMER dans le genre *Miscellanea*, tandis que Thalmann [18] considère cette forme comme le sub-génotype de *Sulcoperculina* THALMANN, nouveau sous-genre d'*Operculina*, dont il se distinguerait par la présence d'un sillon marginal. L'examen de ? *Camerina dickersoni* PALMER dans des coupes minces du Vénézuéla a montré que nous avons affaire à une forme bien différente, à la fois de *Miscellanea* et d'*Operculina*, par sa structure interne — c'est d'ailleurs l'opinion à laquelle sont arrivés Caudri [4] et Keijzer [12]. Le nom de *Sulcoperculina* n'est pas très heureux et peut même prêter à confusion, mais doit être cependant maintenu pour raison de priorité, suivant les règles taxonomiques. Dans une autre note consacrée au Maestrichtien du Vénézuéla, dans

1. Il convient de noter également que *Nummulites Mengaudi* ASTRE est en réalité une *Miscellanea*. D'après ASTRE, elle est rapportée au Crétacé supérieur de l'Aquitaine.

lequel *Sulcoperculina* apparaît en compagnie d'autres formes caractéristiques de cet étage, je donne quelques coupes qui illustrent les différences avec *Miscellanea* et *Nummulites*.

Cette revue rapide montre combien de confusions se sont introduites par suite de la réunion dans le même genre d'espèces appartenant à *Nummulites* et à *Miscellanea*. Les synonymies doivent être établies comme suit :

Nummulites (Nummulites) antillea (HANZAWA).

- 1937. *Pellatispirella antillea* Hanzawa [11, pl. 20, fig. 8, 9, 10, pl. 21, fig. 1].
- 1939. *Camerina pellatispiroides* Barker [3, pl. XX, fig. 10, pl. XXII, fig. 4].
- 1941. *Miscellanea antillea* (HANZAWA), T. W. Vaughan et W. S. Cole [22, pl. 4, fig. 1, 2, 3, 4, 7, pl. 6, fig. 3, 3 a ?].
- 1944. *Ranikothalia antillea* (HANZAWA), B. Caudri [4, pl. 1, fig. ? , 4, 5, pl. IV, fig. 21, pl. V, fig. 23, 25 ?].
- 1945. *Miscellanea antillea* (HANZAWA), T. W. Vaughan [24, pl. III, fig. 1-10].
- 1947. *Nummulites (Nummulites) pellatispiroides* (BARKER), M^{me} de Cizancourt [5, pl. II, fig. 14, 15, 16].

Miscellanea PFENDER 1934.

- 1937. *Pellatispirella* Hanzawa [11, pl. 21, fig. 4, 5, 6, 7].
- 1937. *Miscellanea* PFENDER, L. M. Davies [10, texte fig. 1, pl. VI, fig. 1-10, 17, 18].
- 1941. *Miscellanea* PFENDER, T. W. Vaughan [22, pl. V, fig. 1-4, pl. VI, fig. 1, 2, non pl. IV, fig. 1-10, pl. VI, fig. 3, 3 a, pl. VII, fig. 4].
- 1942. Non *Miscellanea* PFENDER, W. S. Cole [6, pl. 92, fig. 6-10].
- 1943. Non *Miscellanea* PFENDER, E. R. Applin et L. Jordan [1, pl. 19, fig. 4 a, 4 b].
- 1945. Non *Miscellanea* PFENDER, T. W. Vaughan [24, pl. III, fig. 1-10, pl. IV, fig. 1, 2-5, pl. V, fig. 1, 2-5].
- 1947. Non *Miscellanea* PFENDER, W. S. Cole [7, pl. 21, fig. 1-18, pl. 22, fig. 1-8, pl. 23, fig. 6-11].
- 1947. Non *Miscellanea* PFENDER, W. S. Cole et P. Bermudez [8, pl. 2, fig. 10, 11].

DESCRIPTION PALÉONTOLOGIQUE

DE QUELQUES ESPÈCES DE *MISCELLANEA* DU NICARAGUA.

Miscellanea antillea (HANZAWA)¹.

Pl. XXIII, fig. 4, 7, 12.

Diamètre : 2 mm 3, épaisseur : 1 mm 05.

La forme lenticulaire rappelle une petite Nummulite, mais outre les filets sinueux en forme d'S, la surface porte les stries concen-

1. Les syntypes se trouvent dans la collection de l'auteur.

triques, bien visibles sur les tours internes. Le bord, orné de stries longitudinales, est analogue, en particulier, à celui des Nummulites cordelées, mais cette ressemblance est purement superficielle, car *Misc. antillea*, comme les autres espèces du genre, ne possède pas de corde marginale, mais seulement une voûte marginale, suivant l'expression de Davies (*marginal arch*), de même constitution que les prolongements alaires et visible sur les coupes axiales (pl. XXIII, fig. 3, 4, 5). La surface est percée d'innombrables ouvertures : ce sont celles de canaux disposés en alignements serrés, dont les parois forment les stries concentriques, caractéristiques de la couche superficielle. L'ombilic est occupé par une tache blanche de contour rameux, des branches duquel s'échappent les filets.

En coupe équatoriale, on compte cinq tours de la lame spirale, sur un exemplaire de 2 mm 3 de diamètre, avec des cloisons fortement inclinées et incurvées, qui joignent le tour externe sous un angle très aigu. Vers le bas des cloisons, mais à une certaine distance de celui-ci, on voit l'ouverture de communication des loges, soulignée en coupe par un crochet de la cloison, indiquant un petit siphon. La coupe axiale est également très caractéristique de *Miscellanea* en général, et de *Misc. antillea* en particulier (pl. XXIII, fig. 4). En premier lieu, ces formes ne possèdent pas de corde marginale, mais seulement une voûte marginale. Les prolongements alaires sont formés de deux couches, une couche interne poreuse, et une couche externe montrant la trace en coupe des stries concentriques visibles en surface. Chaque strie apparaît comme un bâtonnet blanc séparé du suivant par une tache noire qui correspond à la coupe des canalicules de la paroi. On observe vers la base des cloisons une ouverture ovale, qui est vraisemblablement divisée en plusieurs ouvertures secondaires, mais ce détail est peu net sur les sections étudiées. Les canaux sont uniquement transversaux. La loge équatoriale est plutôt petite.

Parmi les figurations erronées de *Misc. antillea*, on peut citer :

T. W. Vaughan et W. S. Cole [22]. Les planches 4, fig. 1, 2 et pl. 6, fig. 3, 3 a représentent des Numm. cordelées et non *Misc. antillea*. T. W. Vaughan [21]. *Misc. antillea* (HANZAWA), sur toutes les figures de la pl. 3 est une Numm. cordelée, de même que sur la pl. 4, fig. 1.

W. Storrs Cole et P. Bermudez [8]. *Misc. antillea* (HANZAWA) figurés sur la pl. 2, fig. 10-11 sont des coupes de Numm. cordelées.

Il résulte de cette énumération que *Misc. antillea* (HANZAWA) est uniquement représentée sur la coupe axiale [11, pl. 21, fig. 5] qui montre les traits caractéristiques de cette espèce.

Miscellanea hedbergi nov. sp.

Pl XXIII, fig. 1, 2, 3.

Diamètre : 1 mm 8. Épaisseur : 0 mm 7.

C'est une forme plate à ombilic légèrement saillant par suite de la présence d'un bouton central. De celui-ci divergent des filets sinueux en forme d'S, rayonnants et fortement incurvés vers le bord externe. Toute la surface, à l'exception des filets, est percée de pores très fins. La dernière loge est plus grande que les précédentes, de sorte que *Misc. hedbergi* a un enroulement d'*Operculinoïdes*. La coupe équatoriale montre une première loge embryonnaire de grande dimension, 0 mm 45, et une deuxième loge comparativement très petite par rapport à la première. On compte 3 à 4 tours de spire dans un exemplaire de 1 mm 8 de diamètre, de sorte que les loges sont hautes. Les cloisons sont inclinées et généralement arquées sur les 2/3 de leur hauteur, et ensuite fortement rabattues en arrière avant de rejoindre le tour suivant. Vers leur base on voit l'ouverture de communication des loges, avec la trace d'un siphon, sous la forme d'un crochet à l'extrémité de la cloison. Les coupes figurées obtenues par rodage sont un peu irrégulières et montrent des parties plus usées où la structure poreuse de la paroi est visible. La coupe axiale montre la forme générale de *Misc. hedbergi*, avec son ombilic saillant, les bords minces et son enroulement « operculinoïde ». En outre, on peut y observer la première loge embryonnaire de grande dimension suivie par une autre très petite. Les deux couches des prolongements alaires ne se voient pas nettement, mais on observe la structure « en brosse » de la couche externe. Le bouton central, en forme de cône, se marque nettement.

Miscellanea nicaraguana nov. sp.

Pl. XXIII fig. 5, 6, 8, 9, 10, 11, 13.

Diamètre : 1 mm 5. Épaisseur : 0 mm 65.

Cette forme se distingue des autres par son centre bombé, par sa forme omphaloïde et par son bord épais. Outre ce profil caractéristique, on note au centre une tache légèrement bombée, avec des points noirs : ce sont les piliers centraux qui s'agglomèrent en une masse continue, visible pl. XXIII, fig. 10. Le même exemplaire possède, seulement sur l'autre face, une tache blanche rameuse (pl. XXIII, fig. 11). De ces rameaux partent des filets en S. Sur le bord on aperçoit les stries concentriques, et sur la surface (pl. XXIII, fig. 6), on observe les pores répartis entre les lignes septales. La coupe équatoriale montre la grande loge embryonnaire, 0 mm 2, et trois tours de spire pour un exemplaire de 1 mm 6 de diamètre. Les loges sont moins serrées que chez *Misc. hedbergi* et les cloisons moins inclinées. En coupe axiale, par contre, on voit les piliers, plus nombreux au centre, et la forme générale mentionnée plus haut.

II. QUELQUES GRANDS FORAMINIFÈRES DU MAESTRICHTIEN ET DE L'ÉOCÈNE DU VÉNÉZUÉLA

Planche XXIV.

Parmi des échantillons provenant des environs de San Sebastian, État de Guarico, Vénézuéla, recueillis par J. Schoeffler (Mission de la Compagnie Française des Pétroles), il s'en est trouvé un (Éch. L-2)¹ contenant la faune de la « formation de La Havane », non encore signalée au Vénézuéla. C'est un calcaire gris, compact, rempli de Foraminifères, dont certains caractérisent le Crétacé supérieur. Je citerai en particulier : *Vaughanina* PALMER, forme rare, connue à Cuba, en Floride et au Mexique ; *Omphalocyclus* BRONN, fréquent également en Europe et en Asie ; *Sulcoperculina* THALMANN, connue à Cuba et dans les régions caraïbes et la bordure du golfe du Mexique.

Vaughanina cubensis PALMER.

Pl. XXIV, fig. 1, 2, 3, 4.

Les coupes minces du calcaire L. 2 ont fourni des sections équatoriales et axiales, sur lesquelles on voit la structure caractéristique du genre *Vaughanina*. A Cuba, Mrs Palmer a décrit de la formation de La Havane, *Vaughanina cubensis*, forme comprenant des exemplaires de taille variable et plus ou moins bombés, comme j'ai pu m'en convaincre en examinant des matériaux cubains. Les exemplaires du Vénézuéla sont de taille petite ou moyenne.

Omphalocyclus sp.

Pl. XXIV, fig. 5, 8.

Nous avons quelques coupes appartenant à ce genre, dont une équatoriale, montrant l'appareil embryonnaire divisé en quatre logettes.

Sulcoperculina THALMANN.

Pl. XXIV, fig. 6, 7, 9, 10, 11, 12, 14.

Ce genre est ici représenté par toute une série d'espèces distinctes : *Sulcoperculina dickersoni* (PALMER), (pl. XXIV, fig. 10) ; *S. vermunti* (THIADENS), (pl. XXIV, fig. 12) ; *S. obesa* sp. nov. (pl. XXIV, fig. 11, 14) ; *S. globosa* sp. nov. (pl. XXIV, fig. 6, 7).

1. Le gisement L-2 n'a pu être retrouvé ultérieurement.

De nombreux auteurs se sont occupés de ? *Camerina dickersoni* PALMER et l'ont attribuée à des genres différents. En 1947, W. S. Cole [7] a donné un travail très complet consacré à ? *Camerina dickersoni* et aux formes voisines ayant une structure interne analogue, les rapportant au genre *Miscellanea* PFENDER. Mais en même temps il introduit dans ses figurations quelques coupes de Nummulites cordelées. C'est Hanzawa [11] qui a le premier commis cette erreur que l'on retrouve fréquemment dans les travaux ultérieurs consacrés à *Miscellanea*.

J'ai eu récemment l'occasion, par l'étude de Nummulites de la Barbade [5], de coupes minces de roches du Vénézuéla et de formes libres du Nicaragua, de me convaincre que ? *Camerina dickersoni* PALMER a une structure différente, aussi bien de celle des Nummulites cordelées de la Barbade (= *Miscellanea* PFENDER, in Vaughan [7, 21, 22] et *Ranikothalia* CAUDRI [4]) que de celle des *Miscellanea* du Nicaragua.

Sur les photographies des sections équatoriales et axiales on observe ces différences : alors que *Miscellanea* montre un bord arrondi, celui de *Sulcoperculina* est creusé d'une profonde rainure, bordé extérieurement par des crêtes présentant une structure « en brosse » en coupe équatoriale (pl. XXIV, fig. 9), qui rappelle curieusement celle des prolongements alaires des *Miscellanea* en coupe axiale.

Thalmann a considéré que ? *Camerina dickersoni* représentait un nouveau sous-genre d'*Opérculina* et lui a donné le nom de *Sulcoperculina*. Mais l'absence de corde ne permet pas de placer cette espèce et les espèces voisines parmi les Nummulites *s. l.*, et je préfère les grouper dans un genre distinct, voisin de *Miscellanea*, en lui gardant cependant le nom de *Sulcoperculina*, pour raison de priorité. Il apparaît plus bas que *Miscellanea* et déjà dans le Crétacé supérieur, où Palmer [15] l'a cité de la « formation de la Havane » (Maestrichtien) alors que Keijzer [12] le place dans le Danien-Montien à Cuba.

Les sections ont permis de reconnaître :

Sulcoperculina dickersoni (PALMER) et *Sulc. vermunti* (THIAENS) mais aussi des formes très globuleuses, presque sphériques, appartenant à des espèces différentes non encore signalées. Je les figure comme : *Sulcoperculina globosa*, sp. nov., remarquable par sa section presque circulaire et l'épaisseur de la lame spirale, et *Sulcoperculina obesa* sp. nov., analogue à la précédente, mais un peu moins renflée et de profil plus allongé.

Linderina SCHLUMBERGER et *Ferayina* FRIZZELL.

Dans la coupe du ruisseau Pevete, affluent du Rio Carache, Vénézuéla, apparaît une barre calcaire, L. 103, coll. J. Schoeffler, contenant une faune abondante de *Lepidocyclus*, *Discocyclus*, *Nummulites*, etc., et dans laquelle j'ai en outre rencontré : *Linderina floridensis* COLE (pl. XXIV, fig. 13).

Dans le ruisseau d'El Cumbe, L. 860, coll. H. de Cizancourt, on trouve : *Ferayina coralliformis* FRIZZELL D. L. (Rotaliid foraminifera of the *Chapmanininae* : their natural distinction and parallelism to the *Dictyoconus* lineage. *Journ. Pal.*, in press). (Pl. XXIV, fig. 15).

Forme très petite, 0 mm 5, représentée par quelques échantillons seulement, qui montre la structure caractéristique du genre. Une note, en collaboration avec D. L. Frizzell, dans le *Journal of Paleontology*, traitera de la signification stratigraphique de cette espèce.

Je tiens à remercier ici le Dr H. H. Renz qui m'a confié du matériel provenant de cette région, dans lequel j'ai trouvé un exemplaire libre de *Ferayina coralliformis*, ainsi que le professeur D. L. Frizzell, qui a bien voulu examiner mes photographies et qui a reconnu ce genre et cette espèce nouvelle, en cours de publication, dans mes échantillons du Vénézuéla¹.

BIBLIOGRAPHIE

1. APPLIN E. R. et JORDAN L. — Diagnostic Foraminifera from subsurface formations in Florida. *Journ. Pal.*, vol. 19, n° 2, p. 129-148, pl. 18-21, 1945.
- 1 a. ASTRE G. — Étude paléontologique des Nummulites du Crétacé supérieur de Cézan-Lavardens (Gers). (*Nummulites Mengaudi* n. sp.) *B. S. G. F.* (4), XXIII, 1923, p. 360-368, pl. XII.
2. D'ARCHIAC et HAIME. — Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde, 1853-1855.
3. BARKER W. R. — Species of the foraminiferal family Camerinidae in the Tertiary and Cretaceous of Mexico. *U. S. Nat. Mus. Pr.*, vol. 86, p. 303-330, pl. 14-22, 1939.
4. CAUDRI C. M. B. — The larger Foraminifera from San Juan de Los Morros. *Bull. Am. Pal.*, vol. XXVIII, p. 355-404, pl. 30-34. Ithaca, 1943-44.
5. CIZANCOURT, M^{me} M. DE. — Nummulites de l'île de la Barbade, Petites Antilles. *Mém. S. G. F.*, t. XXVII, n° 57, p. 1-40, pl. I-II, 1948.
6. COLE W. STORRS. — *Lockhartia* in Cuba. *Journ. Pal.*, vol. 16, n° 5, p. 640-642, pl. 92, 1942.

1. Les coupes minces proviennent de la collection de la Compagnie Française des Pétroles, Paris.

7. COLE W. STORRS. — Internal structure of some floridian Foraminifera. *Bull. Am. Pal.*, vol. 31, n° 126, p. 228-254, pl. 24-25. Ithaca, 1947.
8. COLE W. STORRS et BERMUDEZ P. — Eocene *Discoeyclinidae* and other Foraminifera from Cuba. *Ibid.*, vol. 31, n° 125. Ithaca, 1947.
9. DAVIES L. M. — The Ranikot beds at Thal. *Quart. Journ.*, vol. LXXXIII, n° 330, p. 260-290, pl. XVIII-XXII. London, 1927.
10. DAVIES L. M. et PINFOLD E. S. — The eocene beds of the Punjab Salt Range. *Mem. Geol. Surv. Ind.*, vol. XXIV, Mém. n° 1, p. 1-79, pl. I-VII. Calcutta, 1937.
11. HANZAWA S. — Notes on some interesting cretaceous and tertiary Foraminifera from the West Indies. *Journ. Pal.*, vol. 11, n° 2, p. 110-117, pl. 20-24, 1937.
12. KEIJZER F. G. — Outline of the geology of the eastern part of the Province of Oriente, Cuba. Thèse Utrecht, p. 1-157, pl. I-XI, carte géol., 1945.
13. NUTTALL W. L. F. — The larger Foraminifera of the Upper Ranikot Series, Lower Eocene, of Sind, India. *Geol. Mag.*, vol. LXIII, p. 112-121, pl. X-XI. London, 1926.
14. NUTTALL W. L. F. — Larger Foraminifera from the Tertiary of Somaliland. *Ibid.*, vol. LXVIII, p. 49-65, pl. I-VI. London, 1931.
15. PALMER D. K. — Some large fossil Foraminifera from Cuba. *Mem. Soc. Cub. Hist. Nat.*, vol. VIII, n° 4, p. 235-264, pl. 12-16, Habana, Cuba, 1934.
16. PFENDER J. — A propos de *Siderolites vidali* DOUVILLÉ et de quelques autres. *B. S. G. F.* (3), IV, 1934, p. 225-236, pl. 11-13, 4 fig. texte. Paris.
17. RUTTEN M. G. — Larger Foraminifera of Northern Santa Clara Province, Cuba. *Journ. Pal.*, vol. 9, n° 6, p. 528-545, pl. 4, 1935.
18. THALMANN H. — Bemerkungen zur Frage des Vorkommens kretazischer Nummuliten. *Eclog. geol. Helv.*, vol. 31, p. 327-333, 1938.
19. THIADENS A. A. — Cretaceous and Tertiary Foraminifera from Southern Santa Clara Province, Cuba. *Journ. Pal.*, vol. 11, n° 2, p. 91-109, pl. 15-19, 1937.
20. VAUGHAN T. W. — Additional new species of tertiary larger Foraminifera from Jamaica. *Ibid.*, vol. 3, p. 373-382, pl. 39-41. Austin, 1929.
21. VAUGHAN T. W. — American Paleocene and Eocene larger Foraminifera. *Geol. Soc. Am., Mem.* n° 9, p. 1-167, pl. 46, 10 fig. texte. Washington, 1945.
22. VAUGHAN T. W. et COLE W. S. — Preliminary report on the cretaceous and tertiary larger Foraminifera of Trinidad, British West Indies. *Geol. Soc. Am., Sp. Pap.* n° 30, p. 1-131, pl. 46, 1941.
23. VAUGHAN T. W. et COLE W. S. — A restudy of the foraminiferal genera *Pseudorbitoides* and *Vaughanina*. *Journ. Pal.*, vol. 17, p. 97-100, pl. 17-18, 1943.
24. VOORWIJK G. H. — Foraminifera from the upper Cretaceous of Habana, Cuba. *Proc. Kon. Akad. Wetensch.*, vol. XL, n° 2, p. 190-198, pl. 1-3. Amsterdam, 1937.
25. WESSEN A., VAN. — Geology and paleontology of Central Camaguey, Cuba. Thèse Utrecht, p. 1-89, pl. 1-3, 1943.

LÉGENDES DES PLANCHES XXIII ET XXIV

PLANCHE XXIII.

Miscellanea hedbergi sp. nov.

- FIG. 1. — × 27. Surface.
 FIG. 2. — × 27. Coupe équatoriale par usure.
 FIG. 3. — × 27. Coupe axiale.

Miscellanea antillea (HANZAWA).

- FIG. 4. — × 27. Coupe axiale.
 FIG. 7. — × 27. Coupe équatoriale par éclatement.
 FIG. 12. — × 27. Surface.

Miscellanea nicaraguana sp. nov.

- FIG. 5. — × 25, 5. Coupe axiale.
 FIG. 6. — × 27. Surface d'un échantillon décortiqué.
 FIG. 8. — × 27. Surface.
 FIG. 9. — × 27. Coupe équatoriale par usure.
 FIG. 10. — × 27. Surface.
 FIG. 11. — × 27. Surface.
 FIG. 13. — × 27. Surface.

Gisement: Sondage Twara n° 1, Nicaragua.

PLANCHE XXIV.

Vaughanina cubensis PALMER.

- FIG. 1. — × 65. Coupe équatoriale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.
 FIG. 2. — × 78. Coupe axiale, *id.*
 FIG. 3. — × 42. Coupe équatoriale, *id.*
 FIG. 4. — × 28. Coupe axiale, *id.*

Omphalocyclus sp.

- FIG. 5. — × 18. Coupe équatoriale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.
 FIG. 8. — × 28. Coupe axiale, *id.*

Sulcoperculina globosa sp. nov.

- FIG. 6. — × 28. Coupe axiale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.
 FIG. 7. — × 28. Coupe axiale, *id.*

Sulcoperculina dickersoni (PALMER).

- FIG. 10. — × 28. Coupe axiale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.

Sulcoperculina vermunti (THIADENS).

- FIG. 12. — × 28. Coupe axiale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.

Sulcoperculina sp. nov.

- FIG. 11. — × 28. Coupe axiale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.
 FIG. 14. — × 28. Coupe axiale, *id.*

Sulcoperculina obesa sp.

- FIG. 9. — × 28. Coupe équatoriale, gisement L-2, San Sebastian, Vénézuéla.

Linderina floridensis COLE.

- FIG. 13. — × 28. Coupe axiale, gisement L-103, Pevete, Vénézuéla.

Ferayina coralliformis FRIZZELL.

- FIG. 15. — × 65. Coupe approximativement axiale, gisement L-860, El Cumbe, Vénézuéla.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES PHOSPHATES MAROCAINS

PAR **L. Visse**¹.

INTRODUCTION.

Malgré l'active exploitation dont ils sont l'objet, aucun travail spécial n'avait encore été présenté sur les phosphates marocains et j'ai pensé qu'il serait utile de grouper les résultats de mes observations sur ces roches. Comme l'indique le titre de cette note mon intention n'est pas de les étudier du point de vue stratigraphique ; seules leur structure et leur composition minéralogique seront abordées.

Les échantillons analysés proviennent des deux principaux gisements marocains : le bassin des Ouled Abnoum et le bassin Louis Gentil.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE.

L'analyse pétrographique des phosphates marocains portera successivement sur le minerai comprenant les pseudoolithes phosphatées, les coprolithes et les débris osseux et sur la gangue, réunissant le ciment et les minéraux détritiques ou néoformés.

A. Le minerai. — 1° PSEUDOOLITHES PHOSPHATÉES. — a) Une première catégorie de grains groupe des éléments constitués d'une matière amorphe dont la couleur, en lame mince, varie du jaune pâle au jaune foncé. Par son caractère isotrope le minéral de ces pseudoolithes est une colophanite ou plus exactement une fluocolophanite, puisque l'analyse microchimique met en évidence la présence de fluor. Sa densité est comprise entre 2,9 et 3 et son indice de réfraction voisin de 1,58 ; ces valeurs sont légèrement supérieures à celles de la fluocolophanite des phosphates algéro-tunisiens.

La dimension moyenne des grains oscille entre 0,1 et 0,2 mm. L'analyse granulométrique des pseudoolithes précise l'existence d'un seul maximum important et il semble qu'un véritable classement des matériaux ait présidé au dépôt des grains phosphatés.

¹ 1. Note présentée à la séance du 15 décembre 1947, manuscrit remis le 21 janvier 1949.

tés. D'ailleurs l'allure générale des courbes est commune aux minerais de toute une série stratigraphique (couche 1 et 2 de Kouribga par exemple), et cela, quelle que soit la composition minéralogique des stériles qui leurs sont associés.

Par exception le phosphate se différencie, à la périphérie des grains, en une enveloppe cristalline, caractérisée par une structure finement concentrique, différenciation qui se traduit par une action très nette sur la lumière polarisée et une amorce de croix noire. Le minéral constituant cette enveloppe est la staffélite, variété fibreuse de la francolite¹; ce faciès minéralogique est plus fréquent dans les phosphates du bassin Louis Gentil que dans ceux des Ouled Abnoum. Pour ces éléments il faut admettre une formation en deux et même plusieurs temps, car parfois la gaine de staffélite est recouverte, à son tour, d'une enveloppe de phosphate amorphe identique à celui du noyau.

Enfin dans la masse des grains, on relève fréquemment la présence de paillettes rongées de calcite qui sont les témoins du sédiment calcaire primordial aux dépens duquel se sont élaborés, par phosphatisation, les pseudoolithes. Exceptionnellement ces inclusions sont très importantes et la fluocolophanite ne constitue plus qu'une mince pellicule à la périphérie du noyau calcaire. J'ai réservé le nom d'*endocalcite* pour désigner cette calcite incluse dans les matériaux phosphatés².

b) Une seconde catégorie d'éléments s'oppose à la précédente par l'existence d'inclusions organiques ou détritiques.

Inclusions organiques. — Les phosphates marocains sont caractérisés par une richesse exceptionnelle en microorganismes; ce sont, principalement, des Radiolaires, particulièrement abondants dans les matériaux de Kouribga. Les Diatomées paraissent jouer un rôle moins important que dans les phosphates algéro-tunisiens. Par contre, de nombreux grains renferment un test de Foraminifère; ces inclusions, relativement abondantes dans les matériaux provenant du bassin Louis Gentil, peuvent être tenues, en Afrique du Nord, comme spécifiques des phosphates marocains. Plus rarement, j'ai observé des débris de Spongiaires, mégasclères brisés ou microsclères intacts et des débris d'Algues.

1. L'assimilation de la staffélite à une variété fibreuse de francolite est démontrée par l'identité des paramètres de la maille élémentaire des deux minéraux.

2. Du point de vue industriel le CaCO_3 joue un rôle très important puisqu'il constitue un élément inerte qu'il conviendrait de séparer pour enrichir le minerai; s'il est fait appel, pour cela, aux méthodes de flottation, celles-ci ne seront applicables qu'à la calcite de la gangue (*exocalcite*) et non à celle des grains (*endocalcite*).

Inclusions détritiques. — Parfois le centre des pseudoolithes de fluocolophanite est occupé par un élément de quartz clastique et plus rarement par un petit cristal de zircon (Kouribga-Louis Gentil etc....) ; autour du nucléus s'ordonne une enveloppe de phosphate qui donne au grain sa forme ellipsoïdale. Ces inclusions détritiques constituent une des caractéristiques les plus saisissantes des phosphates marocains car seuls, à ma connaissance, les phosphates à *Obolus* d'Esthonie présentent un faciès analogue¹.

La présence de ces inclusions implique donc celle d'une phase détritique dans le sédiment originel. Une telle structure n'avait jamais été signalée dans les phosphates d'Afrique du Nord et son absence des grains phosphatés fut un argument pour démontrer le caractère « pélagique » du milieu où s'élaboraient les phosphates [4, p. 30-31] [2].

2° COPROLITHES ET DÉBRIS OSSEUX. — Les minerais marocains sont riches en coprolithes. Par suite de leurs grandes tailles (plusieurs mm), ceux-ci jouent un rôle prépondérant dans la constitution des graviers. En lame mince un nombre restreint d'entre eux présente la structure de coprolithe typique. Tous sont constitués d'une fluocolophanite dépourvue d'inclusions organiques ou minérales. A la suite de son étude des phosphates tunisiens, L. Cayeux [2] a attiré l'attention sur cette particularité et l'auteur en concluait au régime végétarien de la macrofaune des « mers à phosphates » en excluant toutefois les Diatomées pour les raisons exposées précédemment.

En fait, l'analyse chimique des coprolithes, en l'absence de toutes inclusions minérales à noyau siliceux, indique une teneur en silice atteignant 1,60 %. On pourrait donc admettre, à l'origine, l'existence d'inclusions de dépouilles d'organismes planktoniques siliceux dont les parties squelettiques furent dissoutes, la silice mise en liberté les ayant alors « imbibés ».

Soulignons enfin l'importance de ces matériaux comme éléments constitutifs du minerai puisque l'analyse des coprolithes de Kouribga accuse 76,35 % de phosphate de chaux.

Les débris osseux, toujours nombreux, n'offrent aucun caractère propre aux phosphates marocains. En aucun cas ils ne sont inclus dans les pseudoolithes phosphatées.

B. *La gangue.* — 1° LE CIMENT. — Loin d'être toujours identique à lui-même, le ciment réalise une série de manières d'être :

a) Il a conservé le caractère d'une vase crayeuse très fine ;

1. J'ai observé également l'existence d'inclusions détritiques dans les phosphates de Metlaoui, de Redeyeff et de M'Dilla (Tunisie).

très souvent il est criblé de tests de Foraminifères et présente tous les aspects caractéristiques de la craie sénonienne du Bassin de Paris par exemple.

b) Mais bien souvent ce ciment originel a cristallisé plus ou moins largement et il n'est plus constitué que par une mosaïque de grands cristaux de calcite (*exocalcite*) ; certains d'entre eux, de grande taille, englobent plusieurs grains de fluocolophanite. Un développement exagéré d'un tel ciment donne naissance à des calcaires phosphatés dont le titre en P^2O^5 est abaissé dans de notables proportions (calcaire phosphaté de Kouribga, entre les couches 1 et 2).

c) Il réserve une place prépondérante aux minéraux argileux. Mais généralement, ceux-ci sont peu abondants (1,5 % en moyenne) et cette faible proportion entraîne une richesse exceptionnelle du minerai (Kouribga). Il est d'ailleurs difficile de parler de ciment car la matière argileuse constitue, tout au plus, une mince pellicule autour de chaque grain et la roche est, en réalité, un véritable *sable phosphaté*. Un tel ciment prédomine dans les deux grands bassins marocains.

Parfois cette gangue argileuse fait place, localement, à un ciment de calcite dont le rôle se borne à unir quelques grains de fluocolophanite, donnant naissance à des nodules dont la présence abaisse sensiblement la teneur du minerai. L'hypothèse d'une cristallisation d'une gangue originelle crayeuse ne peut plus alors être invoquée et cette calcite provient de la précipitation du carbonate de calcium contenu dans les eaux d'infiltration. L'exemple le plus marquant d'une telle structure est, à ma connaissance, celui du minerai de la couche 2 de Kouribga, subordonné à un banc de calcaire phosphaté.

Jusqu'à présent, je n'ai rencontré aucun ciment phosphaté, bien représenté dans certains phosphates algéro-tunisiens.

2° MINÉRAUX DÉTRITIQUES. — Ils sont peu abondants ; le quartz clastique ne manque jamais (Ouled Abnoum, Louis Gentil, etc...) ; il représente la sédimentation détritique locale. La glauconie fait presque toujours défaut. Enfin les minéraux lourds les plus fréquents sont le zircon et la tourmaline.

En conclusion, les minerais marocains comme ceux de l'Est algérien et de la Tunisie sont des phosphates en grains. Il ressort de la dualité de composition de la gangue et des matériaux phosphatés que ceux-ci ont été remaniés sur les fonds qui leur ont donné naissance.

Il y a donc lieu de distinguer dans la genèse des dépôts phos-

phatés du Maroc, deux phases principales correspondant à deux milieux différents :

a) un milieu générateur où s'élaborent les grains de phosphate suivant un processus biochimique encore mal connu ; b) un milieu d'accumulation où les matériaux phosphatés, arrachés au milieu précédent par des courants, s'accumulent en même temps que se poursuit la sédimentation locale.

MICROFLORE ET MICROFAUNE DES PHOSPHATES MAROCAINS.

L'étude micropaléontologique des phosphates algéro-tunisiens a conduit L. Cayeux [1 et 3] aux conclusions générales suivantes :

a) Les phosphates de l'Est algérien et de la Tunisie sont caractérisés par une abondante microflore de Diatomées marines.

b) Exceptionnellement on remarque la présence d'un Radiolaire ou d'un Foraminifère, inclus dans les éléments phosphatés.

c) Les pseudoolithes à Radiolaires et à Foraminifères ont pour noyau un seul organisme ; par contre les grains à Diatomées se résolvent en un véritable feutrage de valves intactes ou fragmentées, presque toujours phosphatisées.

Dans les phosphates marocains les Diatomées sont loin de jouer le rôle important qui leur est dévolu dans les minerais algéro-tunisiens. Par contre les Radiolaires s'y retrouvent en assez grande abondance et ce sont eux qui, avec les Foraminifères, caractérisent les phosphates étudiés. Les grains à Radiolaires et à Foraminifères ont pour noyau un seul organisme ; par contre, les frustules de Diatomées presque toujours fragmentées, ne sont jamais centrées à l'intérieur des éléments phosphatés mais sont irrégulièrement réparties dans la masse du grain. Seuls les Radiolaires et les Foraminifères retiendront notre attention.

Les Radiolaires. — Ils sont particulièrement abondants dans les phosphates des Ouled Abnoum ; ils le sont beaucoup moins dans ceux du bassin Louis Gentil. Ils relèvent sans exception des *Spumellaria*, caractérisées par des formes simples et globuleuses, portant ou non des appendices de sustentation. Les *Nasselaria* sont invariablement exclues du sédiment à quelques individus près, observés dans le phosphate de Kouribga.

Dans certains cas la silice du squelette est remplacée par le phosphate de chaux mais le mode de fossilisation le plus fréquent consiste en une simple dissolution des capsules siliceuses ; l'emplacement de celles-ci n'est plus marqué que par un vide : la destruction des parties squelettiques est donc postérieure au durcissement des grains ; cette

notion peut éclaircir le problème de la genèse des silex subordonnés aux couches phosphatées. J'ai observé, également, des Radiolaires de taille exiguë et de forme sphérique comme les précédents. Ces organismes, assimilés par L. Cayeux à des formes embryonnaires sont assez abondants pour qu'un seul grain en retienne plusieurs exemplaires; j'en ai compté neuf dans un seul élément phosphaté.

Il existe dans certains gisements (Bou Jniba) des Radiolaires dans la gangue. Leur mode de fossilisation est alors très différent : le squelette est soit calcifié, soit cristallisé en calcédoine. Dans tous les cas il s'agit d'espèces du g. *Spumellaria*, identiques à celles incluses dans les grains de phosphate.

Les Foraminifères. — Ils sont libres dans la gangue ou inclus dans les pseudoolithes phosphatées; dans ce dernier cas, les organismes sont invariablement centrés à l'intérieur du grain, comme les Radiolaires.

Généralement les loges des organismes inclus dans les grains sont vides de fluocolophanite; le test est le plus souvent phosphatisé, contrairement à celui des Foraminifères de la gangue qui reste calcaire.

Ces organismes furent donc inclus dans les pseudoolithes sans qu'aucune précipitation de matière phosphatée ne se produise dans leurs loges. En conséquence ils ne jouent aucun rôle dans la fixation du phosphate de chaux ni dans la genèse des grains, contrairement aux conclusions bien connues de A. Renard et J. Cornet; ces auteurs admettaient, en effet, que la concentration du phosphate de chaux dans les loges de Foraminifères, donnait naissance à des moules qui étaient le point de départ de la formation des grains. L. Cayeux avait d'ailleurs démontré, à la suite de son étude des craies phosphatées que le phosphate comblant les loges de Foraminifères résultait de la phosphatation d'un remplissage primitivement crayeux.

Les Foraminifères de la gangue sont parfois très abondants et constituent une faune très riche dont l'étude systématique permettra, sans aucun doute, de vérifier ou de préciser l'âge des couches phosphatées marocaines. Généralement leur test n'a subi aucune modification. Bien souvent les espèces observées dans la gangue sont identiques à celles des grains de phosphate.

Il convient de souligner ici que les grains à Radiolaires, par exemple ne contiennent ni Diatomées, ni Foraminifères. D'une observation identique faite sur les phosphates algéro-tunisiens, L. Cayeux supposa une participation effective de toute la gamme des vases océaniques à l'élaboration des matériaux phosphatés. Toutefois cette hypothèse soulève certaines objections : il faudrait admettre, en effet, l'intervention simultanée de vases à Radiolaires, à Foraminifères, à Diatomées, à Spongiaires à la genèse des éléments phosphatés; l'absence des « embryons de Radiolaires », dans les grains contenant des formes adultes, laisserait

supposer l'existence d'une vase uniquement constituée de formes embryonnaires. Ces considérations s'appliquent aussi aux Spongiaires, car les grains à mégasclères ne renferment pas de micro-sclères. Enfin il faut admettre la participation de sable quartzeux lourd, car les grains à inclusions détritiques ne renferment aucun organisme.

Je pense que toutes ces particularités sont la conséquence des phénomènes mécaniques de transport qui présidaient à l'ablation des pseudoolithes phosphatées : un grain à Radiolaire ayant atteint une taille compatible avec son déplacement ne pouvant plus contenir un Foraminifère, un spicule d'Éponge ou un grain de quartz.

Le sédiment primordial ne serait donc pas nécessairement une vase de grand fond (vase à Radiolaires par exemple) dont le remaniement sur des fonds littoraux au voisinage du socle saharien paraîtrait bien énigmatique car l'existence de mouvements ascensionnels devrait être admise. D'ailleurs l'absence presque complète des *Nasselaria*, l'abondance relative des grains de quartz, la présence de minéraux lourds sont contraires aux données actuelles que nous possédons sur la composition minéralogique et organique des vases à Radiolaires.

Les conditions bathymétriques du milieu océanique dans lequel se déposait le sédiment primordial furent donc très certainement celles d'une mer assez peu profonde ; sa sédimentation réunissait des proportions variables de minéraux et d'organismes.

La richesse de la microfaune ne peut s'expliquer que par une fertilité exceptionnelle de la mer, favorisée par la présence de phosphate. L'analogie des faunes du milieu générateur et du milieu d'accumulation s'explique alors aisément par des conditions bathymétriques assez peu différentes.

Conclusions : il résulte de toutes ces observations que :

1° Les phosphates marocains se différencient des autres minerais nord-africains par une plus grande abondance de Radiolaires et de Foraminifères.

2° Dans presque tous les cas les formes incluses dans les grains sont identiques à celles de la gangue. En d'autres termes la microfaune du milieu où s'élaboraient les pseudoolithes phosphatées est sensiblement celle du domaine d'accumulation de ces matériaux.

3° Le milieu générateur n'était certainement pas celui des vases à Radiolaires, à Diatomées ou à Foraminifères. On peut admettre que le sédiment primordial se déposait dans une mer assez peu

profonde si l'on considère les caractères bathymétriques de la microfaune, la présence, la nature et les constantes granulométriques des éléments détritiques et les conditions paléogéographiques de la « mer à phosphate ».

ÉTUDE PHYSICO-CHIMIQUE DES PHOSPHATES MAROCAINS.

L'étude physico-chimique des phosphates de chaux sédimentaires est indispensable pour fixer les conditions de leur genèse ; elle devra s'appliquer sans distinction à tous les minéraux phosphatés d'origine continentale ou marine.

C'est Sandberger qui proposa, le premier, le terme de colophanite pour désigner le minéral amorphe constituant les phosphates de chaux d'origine sédimentaire ; il attribuait à ce minéral la formule $(\text{PO}_4)^2 \text{Ca}^3 \text{H}_2\text{O}$, car il considérait que la calcite mise en évidence par l'analyse chimique était mélangée, mécaniquement, au phosphate tricalcique.

En 1910, A. Lacroix reprenant l'étude des minéraux phosphatés, démontra que la colophanite était un composé homogène de ces deux éléments. L'auteur étendait ses conclusions à la dahlite, la francolite et la staffélite.

Procédant à l'étude physico-chimique d'un phosphate de Kouribga (recette III, couche 2), nous avons constaté que :

1° La destruction physique et chimique de l'endogangue et de l'exogangue laissait un produit final dont l'analyse chimique précisait les teneurs suivantes : $\text{P}_2\text{O}_3 = 37,83$; $\text{CaO} = 56,50$; $\text{CO}_2 = 1,30$; $\text{F} = 4,30$.

Les valeurs initiales du minerai brut étaient pour les éléments dosés, $\text{P}_2\text{O}_4 = 27,50$; $\text{CO}_2 = 11,44$; $\text{F} = 2,80$.

2° L'analyse des diagrammes Debye-Scherrer montre que la valeur du rapport $\frac{c}{a}$ des paramètres de maille élémentaire d'un tel produit est légèrement supérieure à celle d'une apatite fluorée.

De l'étude roentgénographique et de la notion d'existence de CO_2 non destructible par voie chimique nous pouvons conclure, à notre avis, à la présence d'anhydride carbonique dans le réseau apatitique du minéral des pseudoolithes phosphatées. Cette hypothèse se trouve confirmée d'ailleurs par les données suivantes :

a) La dissociation thermique de la fluocolophanite commence vers 860°C en atmosphère ordinaire. Celle de la calcite, dans les mêmes conditions expérimentales, commence beaucoup plus tôt : 650°C . Si l'enceinte du four dans lequel s'effectuent ces disso-

ciations est soumise à un balayage continu d'air privé de CO^2 le début de la dissociation se place vers 800°C pour la fluocolophanite et $580-600^\circ \text{C}$ pour le CO^3Ca .

Ces particularités ont été précisées par l'étude des courbes thermo-gravimétriques. En outre, la courbe de dissociation d'une fluocolophanite, non débarrassée de son endo-calcite, comporte un point caractéristique à 860°C , à partir duquel on enregistre un relèvement très net de la courbe poids-température, ce qui indique qu'à partir de cette température la fluocolophanite commence à se dissocier, la masse de CO^2 libéré s'ajoutant à celle provenant de la destruction de l'endocalcite. La dissociation thermique du minéral phosphaté est pratiquement terminée à 900°C . Par contre celle de la calcite est achevée à 800°C . La courbe poids-température d'une fluocolophanite débarrassée de son endocalcite présente une branche ascendante dont la base se situe à 840°C , celle du CO^3Ca se plaçant vers 610°C , la dissociation du carbonate est d'ailleurs terminée à 800°C .

b) La dissociation dans le vide (tensions de dissociation) est très lente vers 550° et il faut dépasser 900° pour que la pression obtenue soit égale à la pression atmosphérique. La tension de dissociation de la calcite est égale à la pression atmosphérique à 897° . L'allure très différente des phénomènes de dissociation de la fluocolophanite et de la calcite démontre donc, à notre avis, que la présence du CO^2 résiduel dans la première (1,30 %) ne peut être interprétée comme un vestige non détruit d'endo-calcite.

c) Le rapport $\frac{\text{Ca}}{\text{P}}$ d'une apatite fluorée est sensiblement modifié dans une fluocolophanite. Le carbone étant le seul élément variant, on peut le tenir comme responsable de cette modification. Les atomes de carbone remplaceraient alors certains atomes de phosphore suivant une loi et un groupement qui restent à préciser. Ceci expliquerait en outre certaines particularités structurales qui différencient la colophanite d'une apatite fluorée : variation unilatérale du paramètre a entraînant une modification du rapport $\frac{c}{a}$ par exemple.

En tenant compte de ces observations, il est possible d'admettre pour une fluocolophanite marocaine la formule générale suivante : $\text{R}^1 \text{Ca}^{10} [(\text{P} - \text{R}^2) \text{O}]_6$ dans laquelle R^1 est représenté par le fluor (et peut-être par OH) et R^2 par le carbone. Ce n'est là toutefois qu'une première approximation qui gagnera certainement à être précisée.

En *conclusion*, le carbone du réseau de la fluocolophanite peut être tenu comme caractéristique des phosphates de chaux sédimentaires marocains. Sous forme de CO_2 il a joué un rôle important dans l'élaboration de ces derniers. Cette conclusion peut d'ailleurs être étendue à tous les phosphates nord-africains comme nous le verrons par ailleurs.

CONCLUSIONS.

A la lumière des faits observés il est clair que les phosphates marocains présentent de nombreuses analogies avec les minéraux algéro-tunisiens, notamment avec ceux du bassin de Gafsa ; ils s'en distinguent cependant par le rôle prédominant joué par les Radiolaires et les Foraminifères, par la présence de spicules d'Éponges (mégasclères et microsclères) et par l'abondance des inclusions détritiques. Mais, malgré ces différences, la comparaison des phosphates nord-africains fait ressortir beaucoup plus d'analogies que de différences : grains de fluocolophanite invariablement remaniés en dehors de leur milieu générateur, composition lithologique semblable et structure identique.

BIBLIOGRAPHIE

1. L. CAYEUX. — Le microplankton des phosphates de la Tunisie et de l'Est Algérien. *CR. Ac. Sc.*, t. 203, p. 477, 1936.
 2. — Les coprolithes des phosphates nord-africains, *Ibid.*, t. 203, p. 217, 1936.
 3. — Les phosphates de chaux sédimentaires de France (France métropolitaine et d'Outre-Mer), Paris, 1941.
 4. — Causes anciennes et causes actuelles en Géologie, Paris, 1941.
-

SUR LA PRÉSENCE D'UNE SEULE COUCHE PHOSPHATÉE AU GISEMENT DU DJEBEL ONK (ALGÉRIE)

PAR **L. Visse**¹.

L'existence de deux couches phosphatées visibles aux affleurements septentrionaux de la concession du Djebel Onk fut reconnue par divers auteurs et admise, semble-t-il, par la compagnie de Gafsa².

Le présent travail apportera, à ce problème, de nouvelles données qui permettront de conclure à l'absence de la couche dite supérieure.

I. — HISTORIQUE.

C'est M. E. Méricault qui introduisit, en 1910, la notion d'existence de deux couches phosphatées sur le flanc S du Djebel Onk en figurant une coupe reproduite par Dussert [2]. Ce dernier explique la localisation des affleurements de la couche supérieure par l'existence d'une couverture mio-pliocène.

En 1928, L. Cayeux reprend l'étude de l'affleurement du phosphate et admet également l'existence de deux couches en concluant : « lors de son maximum d'épanouissement, le phosphate réalise une puissance totale de 56 m », mais refuse l'explication de Dussert : la localisation de la couche supérieure résulterait d'une « extension stratigraphique très restreinte ». En d'autres termes, L. Cayeux introduit un problème d'ordre océanographique particulièrement intéressant puisqu'il admet une accumulation importante, très localisée, des éléments phosphatés.

Quelle qu'en soit l'explication, le problème méritait une solution définitive, puisqu'on reparle de la mise en exploitation du Djebel Onk.

II. — ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA FORMATION PHOSPHATÉE DU DJEBEL ONK.

1. — *Structure géologique sommaire du Djebel Onk.* — Le Djebel Onk est constitué par un anticlinal de calcaires à Inocé-

1. Note présentée à la séance du 15 mars 1948, manuscrit remis le 21 janvier 1949.

2. Voir les coupes de la Compagnie [1, p. 507-508, fig. 56 et 57].

rames (Maestrichien ?), d'allure très dissymétrique : flanc S à pendages élevés (45 à 90°), flanc N à pente douce et régulière.

Les couches plus tendres daniennes et éocènes, concordantes, et les couches miocènes, accordantes, reproduisent ces pendages et constituent, au pied de la muraille maestrichienne du flanc S (Mergueb et Tir, Dj. Tefaya, Dj. Fouriss), une série de collines dont les lignes de crêtes sont parallèles à l'axe anticlinal.

C'est au versant N de la ligne de hauteurs la plus méridionale qu'affleure le phosphate. Au S du Djebel Fouriss, il n'existe qu'une seule couche, supportant, au toit, des calcaires à silex. Vers l'E (Djebel Tefaya) la formation phosphatée se « présente avec deux horizons respectivement puissants de 31 m (au mur) et de 25 m, séparée par une masse calcaire de quelques 20 m d'épaisseur » [1, p. 506]. Au delà de la gorge de l'Oued Mergueb et Tir, il n'existe plus qu'une seule couche dont l'épaisseur se réduit progressivement par suite de sa subordination au Miocène transgressif.

A 1.300 m de là, vers le S, au Bled Djemidjema, les formations éocènes recoupent la surface topographique à la faveur d'un petit anticlinal dissymétrique, dont le cœur érodé permet l'affleurement de la formation phosphatée qui n'est représentée ici que par une seule couche reposant sur un mur marneux et supportant au toit les calcaires à silex. La formation phosphatée présente donc ses « deux couches » uniquement au S du Djebel Tefaya.

2. Étude géologique de la formation phosphatée située au S du Djebel Tefaya. — Lorsqu'on examine le complexe phosphaté on est frappé par une disposition anormale ; une première couche repose sur un mur marneux et supporte en parfaite concordance des calcaires à silex en tous points identiques à ceux du toit du Bled Djemidjema. Toutes les couches sont inclinées à 50° vers le S et les calcaires à silex forment une ligne de crêtes.

Au S de celle-ci, le profil topographique accuse une pente importante qui correspond à peu près au pendage des assises. Le versant S est alors occupé par un autre complexe phosphaté dont j'ai évalué la puissance, d'après l'affleurement, à 15-18 m. Tout se passe donc comme si les couches terminales des calcaires à silex constituaient le mur d'une nouvelle assise phosphatée.

Toutefois l'observation méthodique des affleurements conduit à un certain nombre de résultats :

1° la série litho-stratigraphique phosphatée de la couche supérieure présente de nombreux termes de l'assise inférieure.

En tenant compte des caractères pétrographiques du phosphate, on observe de haut en bas [4] :

12. — calcaire à silex (toit),
11. — phosphate grossier,
10. — calcaire,
9. — phosphate coprolithique tendre,
8. — phosphate à débris osseux,
7. — phosphate grossier à passées calcaires,
6. — phosphate coprolithique tendre,
5. — phosphate veiné,
4. — phosphate granuleux à stratification entrecroisée,
3. — alternance de bancs de phosphate granuleux et veiné,
2. — phosphate fin,
1. — marnes du mur.

Cette coupe est la réplique de celle du Djemidjema, exception faite de légères variations dans les « faciès lithologiques », entre autres, les termes 3-5-7-8-9-10-11-12 sont représentés dans les

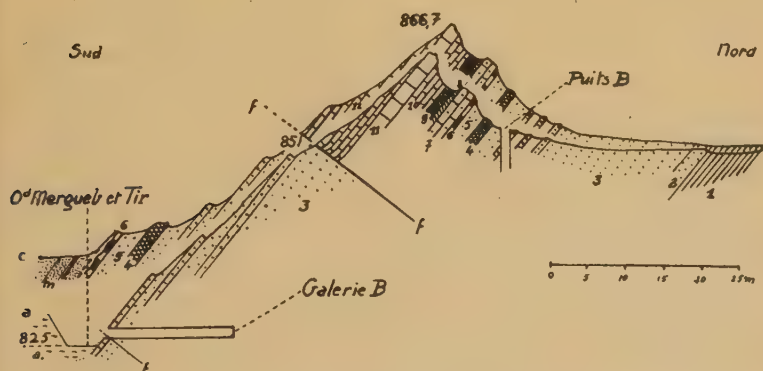


FIG. 1. — Coupe de la formation phosphatée au S du Djebel Tefaya.

deux gisements. La couche inférieure du Djebel Tefaya est donc la réapparition à la surface topographique de celle du Bled Djemidjema. Mais la couche « supérieure » présente une série analogue à l'inférieure, exception faite des couches 5 à 11. Face au puits V, les sables miocènes reposent directement sur le terme 4. Toutefois, à une centaine de mètres vers l'W, le phosphate coprolithique tendre n° 5 est visible et supporte à son tour le Miocène (fig. 1, coupe cd).

2° dans les oueds qui interrompent la ligne de crêtes, les calcaires à silex, dits « d'intercalation » ont disparu ;

3° en dégageant la limite de contact des calcaires et de la

couche « supérieure » on constate que celle-ci se continue avec le même pendage sous ceux-là ; *ils sont donc exactement dans le prolongement de la « couche » phosphatée supérieure*. A leur contact existe une zone de broyage comportant les éléments des deux assises : phosphate, calcaire, silex.

L'existence d'une faille est donc manifeste. Son plan est incliné à 40° vers le N (fig. 1). L'assise supérieure n'est que la réplique de l'inférieure. Elle constitue en réalité la véritable couche phosphatée qui plonge sous les sables miocènes et réapparaît dans le cœur érodé du brachyanticlinal de Djemidjema. Cette faille principale dont le rejet peut être évalué à 25 m est accompagnée de failles à faible rejet ; l'une d'entre elles est bien visible sur la portion de l'oued Mergueb et Tir qui longe la muraille phosphatée percée à cet endroit par la galerie B, son rejet est de 0,40 m et son inclinaison de 40° N. Enfin j'ai observé l'existence de diaclases dont les directions et les pendages sont ceux du système de failles. Fréquemment, ces diaclases sont minéralisées par du quartz en lamelles peu épaisses (quelques mm).

Localisation et âge de la faille principale. — A l'E (Mergueb et Tir) comme à l'W (Dj. Tefaya occidental) l'accident principal s'atténue et la superposition des calcaires à silex à la couche phosphatée redevient normale. A l'W, toutefois, les couches sont renversées.

Lorsqu'elle est affectée par la faille, la couche phosphatée supporte directement le Miocène représenté dans la concession par un complexe sableux ; par contre, à l'E, à l'W et au S (Bled Djemidjema) ce Miocène repose sur les calcaires à silex. L'âge anté-miocène de cette faille peut donc être admis. De plus, les couches sableuses sont nettement discordantes sur les formations plus anciennes et à Bir el Ater, elles reposent directement sur le Danien.

La région du Djebel Onk fut donc le témoin, comme l'Aurès [3], d'une phase orogénique anté-miocène. Cet ensemble tectonique fut repris durant la phase majeure post-miocène ; le plan de la faille, primitivement vertical, s'inclina à 40° N.

3. Conséquences industrielles de la faille de l'oued Mergueb et Tir. — Elles seront doubles :

1° *Conséquences sur l'exploitation minière*. — La faille a pour effet d'isoler un lambeau phosphaté, celui qui constituait primitivement la « couche inférieure ». Son exploitation, conditionnée par l'existence d'un toit calcaire sera simplifiée par l'abattage de ce dernier, abattage qui permettra la mise à jour de la partie non

visible de la couche normale sur toute sa puissance. Ensuite, l'ablation du lambeau phosphaté entraînera l'apparition du mur marneux.

Par suite de son érosion anté-miocène, la formation phosphatée fut privée de ses couches terminales et de son toit calcaire. En d'autres termes, sous la plaine miocène, limitée au N par l'affleurement même de la couche, et au S par la réapparition des couches éocènes au Bled Djemidjema, la couche phosphatée sera démunie d'un toit calcaire jusqu'à une certaine distance vers le S que j'évalue approximativement à 800 m. Par contre, les couches, 7, 8, 9, trop pauvres, seront « naturellement » enlevées.

2° *Conséquences sur la composition chimique globale du minéral.* — a) La genèse et l'existence de la faille et des diaclases qui l'accompagnent, ont déterminé la naissance d'une légère minéralisation siliceuse (quartz) qui augmentera pour autant la teneur en silice des têtes de couches et dont il faudra tenir compte lors des essais d'enrichissement.

b) Lors du dépôt des sables miocènes, la couche phosphatée, privée de son toit fut soumise à deux phénomènes :

1° Une érosion irrégulière qui détermina la genèse d'excavations remplies de silex et de sables; elles sont visibles à l'entrée de la galerie B par exemple. L'existence d'excavations plus importantes sous le manteau miocène n'est pas impossible. Le sable qui comble ces cavités ne pourra certainement pas être séparé lors du triage et augmentera encore la teneur en SiO_2 du minéral.

2° Une altération chimique du phosphate par rubéfaction; la présence de fer est indiscutable et son importance non négligeable. Ceci intéresse encore la teneur du minéral et les opérations d'enrichissement.

CONCLUSIONS.

Les recherches exposées ici permettent donc de conclure à l'existence d'une seule couche phosphatée au Djebel Onk. Cette assise unique est affectée dans le N de la concession par une faille. Cet accident anté-miocène n'est pas unique, mais accompagné d'une série d'autres, parallèles, mais de moindre importance. Le rejet de la faille principale (25 m) représente un décalage important quand on considère ses conséquences sur l'exploitation de la mine.

BIBLIOGRAPHIE

1. L. CAYEUX. — Les phosphates de chaux sédimentaires de France, II, Paris, 1941.
 2. D. DUSSERT. — Les gisements algériens de phosphate de chaux, Paris, 1924.
 3. R. LAFITTE. — Les plissements post-nummulithiques dans l'Atlas Saharien. *B. S. G. F.* (5), IX, 1939.
 4. L. VISSE. — Rapports N° I, C. P. A. N., 1947, n° 1, 2, 3, 4., C. P. A. N., 1948 (doc. inédits) — n° 1, Djebel Onk, C. P. C., 1948 (doc. inédits).
-

QUELQUES AMMONITES NOUVELLES DU CRÉTACÉ DE COLOMBIE (AM. SUD)

PAR **Éliane Basse**¹.

PLANCHE XXV.

Parmi les récentes récoltes du TCF Niceforo (Bogota) dans le Crétacé de Colombie, se trouvent : une espèce nouvelle du curieux genre colombien *Pedioceras*, un genre nouveau auquel se rapportent 4 espèces toutes colombiennes, dont deux inédites, enfin un *Gauthiericeras* nouveau².

Genre *Pedioceras* GERHARDT 1898.

Pedioceras GERHARDT in [3, p. 170]. Type *P. cundinamarcae* GERH. 1898.

Les récoltes effectuées au gisement de Chipata, près Velez (Colombie), comportant notamment une espèce nouvelle du g. *Pedioceras*, que nous dédions au TCF Appollinaire-Marie, nous ont permis de reprendre l'étude de ce genre.

Pedioceras apollinaria n. sp.

Pl. XXV, fig. 1 a-c.

Cette espèce est représentée par 2 spécimens sensiblement de même taille et de même morphologie ; l'un d'eux fut égaré pendant l'exode en 1940, l'autre, de diam. 5,5 cm, est en grande partie pourvu de son test, épigénisé.

DIAGNOSE. — Enroulement dissymétrique (dextre dans la terminologie des Gastropodes), se relâchant rapidement sur le dernier tour, à peine en contact avec le tour précédent, à l'extrémité.

Tour à section subovale, légèrement polygonale, mur ombilical arrondi, région antisiphonale sensiblement plane. Costulation fine et dense, rappelant celle de *Costidiscus recticostatus* D'ORB. (Barrémien). Tranchantes, légèrement flexueuses, les côtes, au nombre de 60 sur le dernier tour, portent deux rangées de tubercules aigus, l'une submarginale, l'autre en bordure de la région ventrale, à peu près lisse, en raison de l'affaiblissement des côtes.

1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948.

2. La connaissance des intéressants travaux paléontologiques, récemment parvenus, concernant la Colombie, m'a permis d'insérer à leur sujet quelques remarques dans cette note.

Sur la région interne du dernier tour, on peut voir que les côtes sont brusquement et considérablement infléchies vers l'avant, comme dans certains *Lylocératidés* du Néocrétacé par ex. L'épaisseur des côtes devient nettement inégale quand l'involution faiblit. L'ouverture n'est pas conservée, en raison de la cassure de la coquille, peut-être sectionnée précisément à l'endroit où commençait à se développer une hampe. Cette dernière suggestion pourrait sans doute s'appliquer également aux spécimens décrits par Karsten.

GISEMENT. — Calcaires bitumineux barrémiens de Chipata, près Velez, avec *Pulchellia galeatus* v. BUCH et « *Ancyloceras* » *beyrichi* KARSTEN.

CARACTÈRES DIFFÉRENTIELS ET AFFINITÉS DES ESPÈCES. — La figuration des 3 seules espèces de *Pedioceras* connues jusqu'à présent, représentées au total par 2 bons exemplaires (Gerhart [3]) et quelques fragments, ne permet guère des comparaisons précises. On a toutefois l'impression qu'il s'agit de 3 espèces distinctes, différant notamment par l'allure de la costulation : très fine, espacée et légèrement flexueuse dans *cundinamarcae* GERH. [3], à tours épais, fine, raide et effacée sur le mur ombilical et sur la région ventrale dans *ubaquense* KARSTEN [5] (50 côtes par tour), épaissi, finement inégale, nettement flexueuse et uniformément marquée dans *caquense* KARSTEN [5], dont le type est très probablement un moule interne (60 côtes par tour).

Le déroulement est surtout sensible dans *cundinamarcae* et dans *caquense*.

« *Pedioceras*? » *jackeli* SOLGER [9 p. 125, pl. IV, fig. 5 et texte, fig. 22, 23] du Cameroun (Turonien ou Sénonien inf.) ne saurait être maintenu dans ce genre ; c'est une forme tout à fait différente.

Je rapproche volontiers de *P. ubaquense* « *Ancyloceras*? » cf. *brevispina* VON KOENEN [6, p. 365, pl. XL, fig. 4] en raison de l'analogie de l'ornementation et de la diminution brusque de l'involution. La rectitude des côtes et le déroulement total mis à part, je comparerais volontiers également « *Ancyloceras*? » *elatum* var. *tenuicosta* VON KOENEN [6, p. 376, pl. XL, fig. 2a] et « *Ancyloceras* » *elatum* v. KOENEN [6, p. 375, pl. LIII, fig. 7 seulement], à l'espèce *apollinaria*. Ces termes de comparaison sont tous des « déroulés » de la zone à *Hoplites weissi* (= Aptien tout à fait inférieur) de Kastendamm (All. du Nord).

POSITION SYSTÉMATIQUE DU GENRE *PEDIOCERAS* GERHART. — Gerhart (1898, [3]) rapprochait son genre de *Cosmoceras* et de

certaines espèces d'*Holcodiscus*, telle *H. gastaldinus* D'ORB. (in Uhlig).

— Hyatt (1900, [4]) place sa famille des *Pedioceratidae* parmi les six unités constituant sa superfamille des *Cosmoceratidae*.

— A la suite de Solger, Diener (1925, [2, p. 171]), le considère comme un sous-genre du g. *Acanthoceras* NEUMAYR.

— Roman (1938, [8]) le place dans sa famille des *Holcostephanidae*.

Le classement de ces formes en voie de déroulement est rendu extrêmement délicat et aléatoire par l'ignorance totale de la forme de l'ouverture et surtout de la cloison. Ce genre pourrait être rangé provisoirement dans la famille des *Crioceratidae*, près du genre aptien *Pseudocrioceras* SPATH, à cause de sa ressemblance avec *Ps. abichi* (Aptien inférieur du Caucase).

C'est dans la grande famille des *Lytoceratidae* que, provisoirement, je le classerais le plus volontiers, en raison de la forme de la section, de la costulation fine, flexueuse et tranchante¹, enfin de la décroissance brusque de l'involution. J. Royo y Gomez [8 bis] met en synonymie *Pedioceras* GERHARDT 1897 et *Pseudocrioceras* SPATH 1924. Je pense qu'il contient les espèces suivantes, toutes barrémiennes :

P. caquense KARSTEN, de Caquesa, à l'E de Bogota ; *P. ubaque* KARSTEN, d'Ubaque dans le voisinage de Caquesa ; *P. cundinamarcae* GERHARDT, représentée par 4 spécimens et 3 fragments provenant de Cundinamarca, d'un gisement entre La Union et Foméque, enfin du chemin d'Ubaque à Choaché ; *P. apollinaria* n. sp., de Chipata, près Velez.

LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET POSITION STRATIGRAPHIQUE. — Les affleurements précédents, les seuls connus jusqu'ici, sont situés sur le prolongement SW de la Cordillère de Merida, aux alentours de Bogota ; ce genre est donc très étroitement localisé géographiquement.

Sa position stratigraphique est précisée depuis peu. En effet, jusqu'ici aucune des espèces n'a été récoltée à un niveau précis d'une coupe stratigraphique méthodiquement relevée. Néanmoins, *P. apollinaria* n. sp. a été recueilli par le TCF Niceforo à Chipata avec *Pulchellia galeatus* v. BUCH et « *Ancyloceras* » *beyrichi* KARSTEN, donc dans des couches barrémiennes, tandis que J. Royo y Gomez [8 bis, p. 465] a également repéré les

1. Par les caractères de sa costulation, il se rapproche d'*Ectocentrites* WÄHNER (Lias inférieur), c'est là une pure convergence de livrée.

autres espèces dans les couches à *Pulchellia* et *Nicklesia* ; mais d'autre part les termes de comparaison européens se trouvent tous dans la zone à *Hoplites weissi*, rapportée à l'Aptien tout à fait inférieur.

Genre *Niceforoceras* nov. gen.

Plusieurs spécimens colombiens présentent un ensemble suffisamment original de caractères pour mériter d'être classés dans un genre nouveau. S'adjoignent à eux, provisoirement, deux espèces de Colombie décrites en 1898 par Gerhardt : « *Schloenbachia* » *subtuberculata* GERH. [3, p. 156, pl. III, fig. 12] et « *Schloenbachia* » *flexuosa* GERH. [3, p. 157, pl. IV, fig. 1], toutes deux de Velez (Province de Santander, Colombie) et qui avaient été placées par Roman [8, p. 171] dans le g. *Psilotissotia* HYATT 1903.

Ce genre, dont nous proposons la création, est dédié au TCF Niceforo de Bogota, qui a récolté une importante collection de Mollusques crétacés dans la Cordillère colombienne.

Le géotype en est l'espèce *columbianus*, du gisement de Mutiscua, près Cucuta.

Niceforoceras columbianus n. sp.

Pl. XXV, fig. 2.

Un spécimen, très bien conservé, diam. : 56 mm.

Section du tour élevée, flancs à peine bombés, carène mousse, légèrement tuberculeuse, contenant le siphon, épais.

Ornementation formée de côtes flexueuses portant : une rangée périombilicale de tubercules peu développés, une rangée submarginale de tubercules mammiformes, enfin une rangée marginale de tubercules pincés parallèlement à l'enroulement.

Suture peu visible (voir p. 696).

AFFINITÉS DE CETTE ESPÈCE; — 1° *N. columbianus* n. sp. se distingue de *N. umbulaziforme* n. sp. par sa carène mousse et non pas tranchante, ses tubercules marginaux pincés parallèlement à l'enroulement et non obliquement, sa région ventrale légèrement bombée et non tectiforme, son bord ombilical moins abrupt, enfin l'infléchissement moins prononcé de la costulation.

2° Dans l'espèce *subtuberculata* GERHARDT, se dessine une costulation flexueuse élargie et saillante, en outre, l'ombilic est plus étroit.

3° *N. flexuosa* GERHARDT présente une carène sans tubercules et un ombilic beaucoup plus étroit.

D'ailleurs, les deux espèces de Gerhardt semblent assez voisines l'une de l'autre.

GISEMENT ET AGE. — Calcaires noirs compacts de Mutiscua, 70 km au S SW de Cucuta, attribués, sur la carte E. A. Scheibe [8 *ter*], aux couches de Villeta, dont l'âge (Barrémien à Céno-manien) a été récemment (1938) discuté par cet auteur. Mais il doit y avoir aussi des couches coniaciennes, comme en témoigne le *Lenticeras* récemment décrit [1], et c'est à ces niveaux-ci que nous croyons pouvoir rapporter l'espèce *columbianus*.

Niceforoceras umbulaziforme n. sp.

Pl. XXV, fig. 3 a-b, 4 a-b, 5 a-b.

Deux spécimens, bien conservés, de diamètres : 45 mm et 27 mm. Tours de section élevée, aplatis latéralement. Ornementation faible, formée essentiellement de rides légères offrant un tracé sigmoïde, sur lesquelles apparaît progressivement, en position marginale, une rangée de tubercules épineux obliques.

Région ventrale étroite, tectiforme, portant une carène tranchante.

Deux exemplaires du même gisement dont l'ombilic, nettement plus large, présente à sa périphérie une couronne de tubercules, représentent probablement une variété nov. var. *spathi* de cette espèce que je dédie au savant Dr L. F. Spath. L'un d'eux, diam. 40 mm, est figuré Pl. XXV, fig. 5 a-b, l'autre, diam. 50 mm, est fossilisé dans le même bloc qu'une *Baculites* sp., donc d'âge post-albien.

AFFINITÉS DE CETTE ESPÈCE. — *N. umbulaziforme* présente une ressemblance frappante avec certaines formes peu ornées de *Pseudoschloenbachia umbulazi* BAILY, surtout avec la variété ou espèce *griesbachii* VAN HOEPEN (voir notamment « Schl. » *umbulazi* BAILY var. *griesbachii* VAN HOEPEN in [10, p. 35, pl. VIII, fig. 3-5]). C'est là un phénomène d'homéomorphisme portant sur la forme générale et l'ornementation. Toutefois, une différence s'observe dans la succession des tubercules marginaux qui ne sont jamais bien développés dans *griesbachii* v. HOEPEN et en outre jamais épineux ; de plus, les *Pseudoschloenbachia* ont souvent des constriction plus ou moins nettes, plus marquées vers le bord ombilical, alors que les *Niceforoceras* montrent, dans le jeune âge seulement, des sillons flexueux parallèles aux côtes et de profondeur constante (Pl. XXV, fig. 4). Néanmoins, il s'agit là d'un cas d'homéomorphisme des plus curieux qui, s'ajoutant à l'absence de cloisons visibles et à l'incertitude du niveau stratigraphique en question, rend extrêmement difficile la détermination des affinités réelles de l'espèce et du genre en cause ici.

Rappelons en effet que *Pseudoschloenbachia umbulazi* occuperait, d'après Müller et Schenck (1943, [7]), la zone terminale

du Campanien qu'elle caractériserait, au-dessus de la zone à *Kossmaticeras theobaldianum*, tandis qu'à Madagascar ces deux espèces se trouvent à un niveau stratigraphique moins élevé : Santonien supérieur ou peut-être moyen, dans le SW de l'île, tout au moins.

GISEMENT. — Calcaires noirs compacts de La Donjuana, probablement coniaciens.

DIAGNOSE DU GENRE *Niceforoceras* nov. gen. Coquille très involute. Tours très élevés, à région externe étroite; flancs plats; ombilic assez petit. Carène soit mousse et alors parfois légèrement crénelée (*columbianus*, *subtuberculata*), soit tranchante (*umbulaziforme*). Suture: lobe siphonal assez étroit et profond, S_1 bipartite, la division externe étant plus haute que l'interne, L_1 large et régulièrement divisé.

Je rapporte à ce genre, outre les deux espèces décrites ici, « *Schloenbachia* » *subtuberculata* GERH. et « *Schl.* » *flexuosa* GERH. Toutefois, si ces deux dernières formes se trouvaient réellement dans le Barrémien, il conviendrait d'examiner à nouveau s'il convient de les adjoindre à des formes coniaciennes, comme semblent bien l'être les 2 espèces nouvelles.

Notons que L. Riedel [7 bis, p. 61] attribue à l'espèce *subtuberculatum* un grand exemplaire provenant de la Cordillère de Virginia, au NW de la station Virginia (F. C. de Girardot) [7 bis, pl. 10, fig. 1-3]. L'attribution du spécimen de Gerhardt et de celui de Riedel au g. *Neophlycticeras* SPATH, dont le géotype est l'espèce albienne *N. brottianum* D'ORB., est des plus hasardeuses; par ailleurs le niveau de « *Schl.* » *subtuberculata* GERH. et de « *Schl.* » *flexuosa* GERHARDT fut déterminé par Gerhardt d'après l'étiquette: « Velez » et l'analogie de la gangue avec celle des *Pulchellia* barrémiens. L. Riedel [7 bis] rapporte à l'Albien inférieur ou moyen son spécimen dans la mesure où c'est un *Neophlycticeras*. Ainsi, le problème de la détermination de l'âge reste entier.

Quant à « *Schl.* » *rhombifera* GERHARDT [3, p. 172, pl. IV, fig. 4], il ne saurait être rapporté au genre albien *Neophlycticeras*, si vraiment sa gangue contient un fragment montrant indistinctement les caractères du genre *Baculites*.

D'après les caractères paléontologiques, ni « *Neophlycticeras* » *subtuberculatum* GERHARDT, ni « *Neophl.* » *rhombifera* GERHARDT ne peuvent être rapportés avec certitude au g. *Neophlycticeras* (type *brottianum* D'ORB. !)

LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET POSITION STRATIGRAPHIQUE. — Ce genre paraît jusqu'à présent strictement colombien.

Les deux espèces de Gerhardt seraient du Barrémien de Velez, *N. columbianus* de Mutiscua, gisement qui a déjà fourni un *Lenticeras* (Coniacien probablement supérieur) [1] *N. umbulaziforme* vient de La Donjuana, gisement non encore daté.

Genre *Gauthiericeras* DE GROSS. 1893.

Gauthiericeras mutiscuaensis nov. sp.

Pl. XXV, fig. 6 a-c.

Un exemplaire, bien conservé, à l'état de moule interne, diam. : 70 mm.

DIAGNOSE. — Enroulement peu involute, ombilic assez large, tours élevés, légèrement bombés latéralement, région externe assez étroite portant une carène lisse, arrondie, contenant le siphon, volumineux.

Ornementation formée de côtes sinueuses portant des tubercules périombilicaux obsolètes, des tubercules submarginaux d'abord mam-miformes, puis tendant à s'allonger parallèlement à l'enroulement, enfin des tubercules marginaux quelque peu inégaux, d'abord légèrement obliques, puis franchement allongés parallèlement à l'enroulement.

Suture typique de *Gauthiericeras*, et particulièrement bien dessinée.

AFFINITÉS. — Bien différente des *Gauthiericeras* décrits jusqu'ici, cette espèce est facile à reconnaître. Elle se distingue notamment du génotype *G. margae* SCHLÜTER par son ombilic plus large, ses flancs plus aplatis, le nombre plus grand de ses côtes (comptées par ex. au niveau des tubercules marginaux : 38 au lieu de 19) et de ses tubercules ombilicaux (23 au lieu de 14).

Elle présente de vagues analogies avec les *Submortonicerases* campaniens, notamment *S. woodsi* et *S. condamyi*, mais s'en distingue aisément et fondamentalement, entre autres caractères, par l'absence de tubercules médio-latéraux.

GISEMENT. — Calcaires noirs compacts de Mutiscua, près Cucuta. Probablement Coniacien supérieur.

OUVRAGES CITÉS

1. E. BASSE — Révision des genres néocrétacés sud-américains : *Lenticeras* GERHARDT, etc... *B. S. G. F.* (3), XII, 1942, p. 351-363, pl. X.
2. C. DIENER. — *Ammonoidea neocretacea. Fossilium catalogus*, 1925.
3. GERHARDT. — Beitr. z. Kenntniss der Kreideform. in Colombien. *Neues Jahrb. f. Min., Beil.* Bd XI, 1898.

4. A. HYATT. — Textbook of Paleontology, 1900.
5. H. KARSTEN. — Über die geognost. Verhältnisse des Westlichen Colombie. Wien, t. I, 1858.
6. VON KOENEN. — Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. 1902.
7. S. W. MÜLLER et H. G. SCHENCK. — Standard of Cretaceous system. *Bull. Amer. Ass. Petrol. geol.* vol. 27, n° 3, March 1943.
- 7 bis. L. RIEDEL. — Estudios geológicos y paleontológicos sobre la Cordillera Oriental de Colombia. Part II : Amonitas del Cretacico inferior de la Cordillera Oriental. Depart. Minas y Petr., Bogota, p. 7-80, 14 pl., 1938.
8. F. ROMAN. — Les Ammonites jurassiques et crétacées. *Essai de genera*, 1948.
- 8 bis. J. ROYO Y GOMEZ. — Fosiles del Barremiense colombiano. Compilación de los estudios geológicos oficiales en Colombia. t. VI. *Serv. geol. nac.* Bogota, 1945, p. 455-495, pl. LXX-LXXV.
- 8 ter. E. A. SCHEIBE. — Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental (con mapa geológico general en escala 1/1.000.000° y perfiles). Depart. Minas y Petr. 58 p., 5 pl., Bogota, 1938.
9. F. SOLGER. — Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun, Stuttgart, 1904.
10. N. VAN HOEPEN. — Cretaceous Cephalopoda from Pondoland. *Ann. Transvaal Mus.*, vol. 8, Part. I, 1921.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXV

- FIG. 1 a-c. — *Pedioceras apollinaria* n. sp. Chipata, près Velez.
- FIG. 2. — *Niceforoceras columbianus* n. sp. Mutiscua, près Cucuta.
- FIG. 3 a-b, 4 a-b, 5 a-b. — *Niceforoceras umbulaziforme* n. sp. et var. *spathi* n. v. La Donjuana.
- FIG. 6 a-c. — *Gauthiericeras mutiscuaensis* n. sp. Mutiscua, près Cucuta.

Tous les spécimens figurés sur cette planche le sont en grandeur naturelle et appartiennent à la Collection Niceforo, Bogota.

POLYPIERS DES COUCHES ALBIENNES A GRANDES TRIGONIES DE PADERN (AUDE)

PAR J. Alloiteau¹.

PLANCHES XXVI-XXVII.

INTRODUCTION.

La petite faune de polypiers d'Anthozoaires étudiée dans ce mémoire a été récoltée par M. le professeur Ch. Jacob dans les Corbières méridionales, à 1 km 5 à l'WSW de la localité de Padern.

En dehors des Coralliaires, le gisement a fourni des Trigonies de grande taille que M^{lle} Receveur décrit dans un travail qui sera présenté pour l'obtention d'un diplôme d'études supérieures. Il a livré, en outre, *Douvilleiceras mammillatum* SCHLOTH. qui permet de lui attribuer un âge albien.

Nos connaissances sur les Coralliaires des mers de cette époque sont fort réduites, tout au moins en ce qui concerne l'Europe. A part deux espèces coloniales recueillies, l'une dans le Gault de Folkestone, l'autre dans celui de la Perte du Rhône, la littérature ne nous fait connaître qu'un petit nombre de formes simples, 25 environ (*Trochocyathus*, *Bathycyathus*, *Caryophyllia*, etc.), qui caractérisent des eaux froides ou peu profondes. On pourrait en conclure que la température et la profondeur des mers albiennes de nos régions s'opposaient à l'établissement de vrais récifs.

La faune coralligène de Padern qui, à l'exception d'une seule espèce à polypier simple, ne renferme que des formes coloniales, doit faire abandonner cette opinion. C'est la première, à caractère essentiellement récifal, récoltée en Europe, dont on puisse préciser l'âge albien. Elle n'est pas la seule sans doute : nous verrons que le récif du Monte d'Ocre dans les Abruzzes, considéré comme cénomanien, est probablement de même âge que celui de Padern.

Ainsi l'étude du gisement des Corbières n'est pas sans intérêt ; elle permettra des comparaisons avec celui des Abruzzes et

¹ 1. Note présentée à la séance du 20 décembre 1948.

pourra servir éventuellement à identifier les matériaux livrés par de nouveaux récifs albiens.

Famille **Stylinidae** D'ORB. 1851.

Sous-famille **Stylininae** VERRIL. 1864.

Genre **Stylina** LAMARCK 1816.

GÉNOLECTYPE: *Stylina echinulata* M. EDW. et H. (non LAMARCK) (coll. Milne Edwards, Muséum de Paris, provenant des environs de Verdun).

SYNONYMIE. — Dans un récent travail [1], j'ai montré que si certains genres, la plupart créés par d'Orbigny, devaient rentrer en synonymie avec *Stylina*, il était exagéré d'accepter la proposition de Gregory, qui fait tomber en synonymie, soit dans leur totalité, soit p. p., 27 genres dont certains sont très différents de *Stylina*.

Après la remise du manuscrit de ce premier mémoire j'ai recherché au Muséum d'Histoire Naturelle, dans les collections Michelin et d'Orbigny, les échantillons qui ont servi de types aux genres mis en discussion. Les caractères de la columelle, du bord interne des septes, de l'endothèque, de la périthèque et de la pseudothèque peuvent fournir des différences génériques faciles à observer. La columelle peut être styloforme, plus ou moins aplatie, lamellaire, indépendante ou soudée à un sept S_1 ¹. Le bord interne peut être entier, faiblement et régulièrement denté ou découpé en lobes ; l'endothèque tabulaire, subtabulaire ou vésiculeuse ; la surface de la périthèque peut être granuleuse ou costulée ; la pseudothèque enfin peut être septothécale ou parathécale. Ces caractères sont bien génériques car ils traduisent la manifestation d'activités particulières du disque basal, du cœnosarque et de l'exosarque du polype. Je les ai tous étudiés dans les genres suivants.

1° *G. Cryptocaenia* D'ORB. 1849. Son génotype *Astrea alveolata* GOLDF. 1826 présente, avec *Cyathophora Richardi* MICH., génotype de *Cyathophora* MICH. 1843, de nombreux caractères communs. S'il devait rentrer en synonymie, c'est à ce dernier genre et non au genre *Stylina* E. et H. (non LAMARCK) qu'il faudrait le rapporter car ni *A. alveolata* ni *C. Richardi* ne possèdent d'organe axial. Nous montrerons, à propos du g. *Cyathophora*, que *Cryptocaenia* D'ORB. en est probablement synonyme. En dehors d'*A. alveolata*, il existe de nombreuses espèces, pos-

1. Un sept S_1 est un sept du premier ordre ou du premier cycle.

sédant l'aspect des Stylines, qui sont dépourvues d'organe axial. Koby, se basant sur ce caractère [3, p. 86], a reconnu et créé un nombre important d'espèces jurassiques qu'il a rapportées au g. *Cryptocaenia*. Celui-ci tombant en synonymie, les espèces de Koby, ainsi qu'un certain nombre d'espèces crétacées, sont à réunir sous un nouveau nom. Peut-être même sera-t-il nécessaire de subdiviser ce genre si l'on veut tenir compte de l'observation de Koby qui reconnaît des *Cryptocaenia* à planchers parfaits comme *C. decipiens* ET. et des *Cryptocaenia* à planchers incomplets comme *C. limbata* GOLDF. sp.

2° *Convexastrea* D'ORB. 1849. Fondé sur l'espèce triasique *Astrea regularis* KLIPST., il diffère également de *Stylina*. Frech [4, p. 103] accepte, en effet, l'opinion de Gümbel qui admet *A. regularis* identique à *Astraeomorpha crassisepta* REUSS, laquelle possède des synaptiques caractéristiques des *Fungidae*. Rien ne permet cependant de faire rentrer en synonymie : *Convexastrea* D'ORB. et *Astraeomorpha* REUSS dont le type est *Astraeomorpha Goldfussi* REUSS [5, p. 127] et non *Astraeomorpha crassisepta*. La structure d'*A. Goldfussi* étant mal connue et son origine imprécise, le g. *Astraeomorpha* reste valable mais, si l'on accepte le point de vue de Gümbel et de Frech, il est indispensable d'établir, pour *Convexastrea* D'ORB., une diagnose nouvelle, de changer sa place systématique et de réviser son contenu. La majeure partie des espèces classées par Koby dans le g. *Convexastrea* doit prendre place dans le g. *Adelocaenia* D'ORB.

3° G. *Adelocaenia* D'ORB. 1849.

De ce genre, fondé sur *Astrea castellum* MICH. [8, p. 118, pl. XXVII, fig. 4] du Corallien de Bay-Bel (Ardennes), Goussaincourt et Samigny (Meuse), le type est probablement perdu. Nous n'avons pu le retrouver, ni dans la coll. Moreau, ni dans la coll. Michelin. Il existe bien, dans cette dernière, une grosse colonie provenant de Stenay (Ardennes) et rapportée à *A. castellum*, mais elle ne s'identifie pas à la figuration de l'Iconographie : c'est une Styline à forte columelle styli-



FIG. 1. — *Adelocaenia Heberti* n. sp. Partie de la surface calicina à la jonction de quatre calices montrant la disposition des septes, l'union des calices au moyen d'une périthèque costulée, le développement des côtes et la muraille parathéciale, l'absence de columelle. — Dans le calice de gauche, encore jeune, l'appareil septal est incomplet.

[La symétrie 4 de l'appareil septal n'est pas particulière au genre].

c: côtes; d: dissépiments; psth.: muraille parathéciale ($\times 5$).

forme. Par contre, il existe dans la coll. d'Orbigny, n° 4452, un fossile de Sampigny étiqueté *Adelocaenia castellum* (= *Astrea castellum* MICH.) qui peut être considéré comme topotype et, dans les collections de la Sorbonne, provenant de Tonnerre (Yonne) et probablement récolté par Hébert, un échantillon d'une nouvelle espèce du même genre que nous appellerons : *Adelocaenia Heberti* nov. sp. L'analyse structurale du topotype nous a montré les caractères suivants :

Polypierites saillants (au max. : 2 mm). Calices assez petits (diam. int. : 2 mm ; diam. à la base : 3 mm 25). Costoseptes bicunéiformes au nombre de 16 ($8S_1 + 8S_2$) ; en lame

mince la longueur des S_2 égale $\frac{1}{4}$ à $\frac{1}{3}$

de celle des S_1 . Muraille parathécalle. Pas de columelle. Observées en plaque mince, endothèque et périthèque sont constituées de traverses horizontales ; dans l'endothèque, les dissépiments forment des pseudo-planchers au début ou à la fin des périodes d'accroissement et s'observent principalement en section longitudinale ; ils sont rares en section tangentielle. La périthèque est formée de côtes très développées et de traverses exothécales nombreuses, souvent alignées suivant un plan horizontal mais parfois arquées et d'autres fois fortement obliques.

Microstructure identique à celle des *Stylinas* : dans le plan médian des septes, sur une seule ligne, des points sombres circulaires, gros et bien séparés.

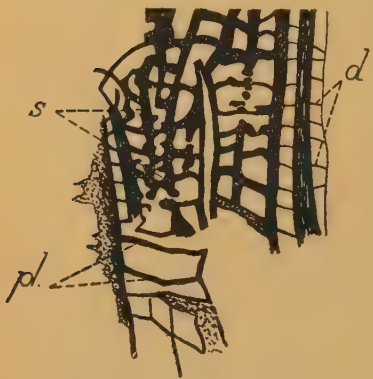
Astrea castellum ne peut donc être confondue avec *Stylina* ni avec le genre suivant comme nous le montrons dans le prochain chapitre. Le

FIG. 2. — *Adelocaenia castellum* D'ORB. Section longitudinale en plaque mince d'un fragment de colonie (coll. d'Orb., n° 4452), montrant l'endothèque constituée de traverses horizontales et de quelques planchers.

s : septes ; d : dissépiments ; pl : planchers (la partie en bas et à droite de la préparation ne pouvait être dessinée). Grossi 10 fois.

genre *Adelocaenia* fondé sur une espèce décrite et figurée doit être conservé ; il faut lui attribuer les espèces que Koby a rangées dans le g. *Convexastrea*.

4° G. *Conocaenia* D'ORB. 1849. Nous ne pouvons être aussi affirmatif pour ce genre fondé sur *Astrea tumularis* MICH. du Rauracien d'Is-sur-Tille (Côte-d'Or) et Saint-Mihiel (Meuse) que nous n'avons pu retrouver dans la coll. Michelin. De la figuration [8, pl. XXVII, fig. 3], seul document que nous pouvons



utiliser, il est impossible de tirer un caractère générique fondamental et, par conséquent, de décider si l'espèce appartient au g. *Stylina* ou à un autre genre.

La coll. Michelin renferme toutefois une pièce étiquetée *Astrea tumularis* dont on ne connaît ni la provenance, ni l'auteur de sa détermination.

Les polypiérites sont beaucoup moins saillants que ceux du type figuré ; l'appareil septal comprend 24 septes ($6 S_1 + 6 S_2 + 12 S_3$, ces derniers très minces) alors qu'on en compte seulement 12 sur la figuration et que Milne Edwards [6, p. 237] indique « trois cycles cloisonnaires complets... et quelquefois... un quatrième cycle rudimentaire » ; la columelle est de forme variable (de substyliforme à sublamellaire) et la surface de la périthèque est granuleuse. Cet exemplaire qui n'est pas une *Stylina*, mais peut-être une *Heliocaenia*, ne peut servir à discuter les caractères du genre *Conocaenia*.

5° G. *Heliocaenia* D'ORB. 1849. Il existe dans la collection d'Orbigny (n° 4451), provenant de Suilly¹ (Nièvre), un fossile déterminé par l'auteur du Prodrôme sous le nom de *Conocaenia tumularis* (= *A. tumularis* MICH.). Son analyse complète, grâce aux deux très bonnes plaques minces qu'il a fournies, nous a montré qu'il s'identifie à *Heliocaenia variabilis* ETALL. tel qu'il a été décrit par l'auteur puis par Koby qui n'en a donné qu'une figuration schématique et peu exacte [3, pl. XXVIII, fig. 1 et 2]. Il présente tous les caractères génériques donnés dans la diagnose d'Étallon [39, p. 94] et, en particulier, même disposition de l'appareil septal. Nous en concluons que *Heliocaenia* constitue un genre précis, non un sous-



FIG. 3. — *Gonocaenia* (= *Heliocaenia*) *tumularis* D'ORB. (non MICHELIN). Un calice grossi montrant les caractères de la disposition septale tels qu'ils ont été donnés par Étallon pour le g. *Heliocaenia* (les 2 systèmes opposés, situés dans le plan perpendiculaire à celui de la columelle, posèdent seulement un sept de 2° ordre; les deux septes S_3 sont très rudimentaires ou abortifs).

Remarquer le grand développement des côtes, la muraille septothécale, l'union de la columelle à un sept S_1 situé dans le plan du grand axe du calice légèrement elliptique et l'existence d'une fausse muraille externe déterminée par les côtes intercalaires qui donnent à la surface péricalicinale de la périthèque son aspect granuleux.

S_1 : septes du premier ordre ; psth. : muraille septothécale ; col. : columelle ($\times 30$). (La section en lame mince n'a pas permis l'observation de la région comprise entre la pseudothèque et la couronne périphérique.

1. Le lieu d'origine écrit sur la roche est orthographié « Sully ». Nous pensons qu'il s'agit de Suilly-la-Tour (Nièvre).

genre de *Stylina*, moins encore, un synonyme. La surface granuleuse de sa périthèque ; sa muraille septothécale très épaisse, constituée par l'insertion, entre les costoseptes, de nombreux éléments radiaires (fig. 3), auxquels correspondent les côtes supplémentaires sans développement de septes correspondants (on observe cependant quelques filets muraux, amorces de septes très rudimentaires) ; sa columelle aplatie soudée à un ou deux septes S_1 opposés et l'agencement particulier de son appareil septal, très bien décrit par Étallon [9, p. 74], sont assez caractéristiques pour l'isoler du genre *Stylina*.

A noter que la constitution de la muraille le rapproche des *Oculinidae* et que la symétrie de l'appareil septal est de type 6 et non de type 8.

6° G. *Tremocaenia* D'ORB. 1849. C'est aussi avec le genre *Heliocaenia* ETALL., que doit rentrer en synonymie *Tremocaenia* fondé sur une espèce séquanienne de la Rochelle (probablement la pointe de Ché) : *Tremocaenia subornata*, coll. d'Orbigny, n° 4461. C'est un moule externe de la surface calicinale décollée, comme il arrive fréquemment dans ce cas, des parties sous-jacentes. Cottreau, qui a figuré [10, pl. LX, fig. 11] une partie de ce moule, grossie 3 fois, s'est borné à rappeler que *T. subornata* avait été classée, par M. Edwards, dans les *Stylines* douteuses. Une contre-empreinte, obtenue sur cet échantillon très bien conservé, livre suffisamment de caractères pour qu'il soit permis de reconnaître une espèce du g. *Heliocaenia* :

nombreuses côtes surnuméraires très fines, très serrées, fortement granuleuses (imprimant de ce fait une fine granulation à la surface de la périthèque) ; double muraille (au sens d'Étallon) ; columelle aplatie soudée à un sept S_1 ou à deux septes diamétralement opposés ; insertion héliocœnioïde des septes visible dans plusieurs calices.

7° G. *Pseudocaenia* D'ORB. 1849. Cottreau [10, pl. LXI, fig. 6 et 7] en a figuré deux espèces de d'Orbigny : *Bernardina* et *elegans* mais n'a pas représenté le type : *P. suboctoris* qu'il a jugé « non figurable ». Nous l'avons retrouvé (coll. n° 4470) et en avons obtenu deux bonnes plaques minces. Quelques parties de sa surface calicinale sont en outre assez bien conservées pour qu'il soit possible d'observer le mode d'union des calices et la surface de la périthèque. Son analyse structurale nous a montré :

une colonie à surface calicinale fortement convexe, plocœide, à calices légèrement saillants, unis par une périthèque d'épaisseur variable à surface costulée (côtes non confluentes) ; polypierites unis par une périthèque subtabulaire (quand elle est peu épaisse), subvésiculeuse (quand elle est plus développée) ; endothèque constituée de

dissépiments horizontaux, plus ou moins alignés sur un même plan et de pseudo-planchers très minces, horizontaux ou légèrement convexes vers le haut ; columelle nulle (il arrive que les bords internes de deux S_1 consécutifs soient unis par une traverse et que l'ensemble,

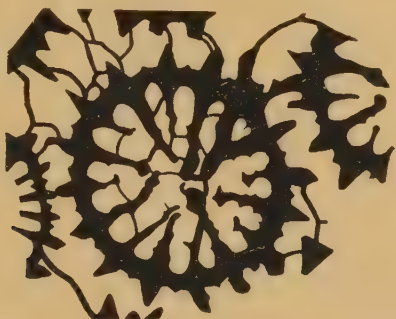


FIG. 4. — *Pseudocaenia suboconis* d'ORB. Section transversale en plaque mince d'un fragment de l'échantillon n° 4470 de la coll. d'Orbigny montrant la muraille septothécale (comparer avec fig. 1), la périthèque mi-tabulaire, mi-vésiculeuse, l'endothèque constituée de dissépiments et de planchers. — Noter l'absence de columelle. Grossi 10 fois.

épaissi par un dépôt secondaire de calcaire, simule une columelle, mais on ne constate jamais la présence d'un organe axial en plaque mince) ; muraille septothécale très épaisse (donnant sur une section



FIG. 5. — *Pseudocaenia suboconis* d'ORB. Section longitudinale en plaque mince du même échantillon que pour la figure précédente. Au milieu, espace entre deux polypierites avec planchers ; à gauche un polypierite coupé en long montrant des dissépiments et des planchers et, en s, des traces de septes ; à droite un autre polypierite avec son endothèque (p et d) et quelques septes.

tangentielle une épaisse couronne grisâtre) à la formation de laquelle participent $8 S_1 + 8 S_2$ et 16 costoseptes rudimentaires, qui produisent tous une côte peu développée et quelques-uns d'entre eux seulement un septa réduit à un petit filet mural observable seulement

en plaque mince; centres de calcification dans le plan médian des septes comme chez les *Stylinidae* typiques (fig. 4 et 5).

Ainsi *Pseudocaenia* ne peut être tenu pour synonyme de *Stylina* ni d'*Heliocaenia* dont il est cependant voisin. On pourrait, tout au plus, le confondre avec *Adelocaenia* D'ORB., mais il en diffère par la structure de la muraille.

8° G. *Decacaenia* D'ORB. 1849. A l'encontre du genre précédent, *Decacaenia* est fondé sur un échantillon très bien conservé : *Decacaenia magnifica* D'ORB. que l'on peut retrouver dans la coll. du Muséum, n° 4457. Il provient du Rauracien de Châtel-Censoir (Yonne). Cottreau qui a figuré [10, pl. LX, fig. 10], grossie 3 fois, une partie de la surface calicinale de ce type, l'attribue au genre *Stylina*¹. L'observation de sa structure externe et, à l'aide de plaques minces, de sa structure interne, montre cependant des caractères bien différents de ceux des *Stylines* :

L'aspect de sa surface calicinale rappelle celui du genre *Heliastrea* ; les polypierites font saillie en forme de petits troncs de cône fortement costulés ; les côtes, qui paraissent inermes près du bord calicinal, sont fortement granulées à leur base ; les septes compacts, droits, libres, sont disposés en symétrie radiaire de type 10 (au total 40 septes en 10 systèmes égaux), leur bord interne est pourvu de dents arrondies, fortes ; leur bord supérieur est également armé mais les dents sont arrondies, plus fines ; les polypierites sont unis par une périthèque à surface costulo-granuleuse constituée par les côtes et une abondante exothèque cellulo-vésiculeuse ; l'endothèque, dans toute l'étendue du lumen est formée de dissépiments minces, jamais alignés en pseudo-planchers ; la columelle est essentielle, spongieuse ; son aspect peut devenir lamellaire par suite d'un dépôt secondaire de calcite qui agglomère ses éléments ; les centres de calcification ont même nature et même disposition que chez les *Stylinidae* ; l'éloignement, relativement grand, des points sombres, traduit l'existence d'un nombre de trabécules assez faible (dans la partie septale d'un costo-septe S₁, on compte seulement 12 à 14 centres de calcification).

Si l'on ignorait sa microstructure, qui est celle des *Stylinidae* et que traduit la nature des bords supérieur et interne des septes, on serait tenté de placer cette espèce auprès des genres *Heliastrea* et *Cyphastraea*, alors qu'elle se classe dans la famille des *Stylinidae* mais diffère de *Stylina* et de tous les autres genres de cette famille.

9° G. *Dendrocaenia* D'ORB. 1849. Il a été impossible de procéder, pour ce genre, comme pour les genres précédents. Il a été fondé sur *Madrepora limbata* LEYM., espèce seulement figurée

1. MILNE EDWARDS paraît avoir ignoré l'existence de cette espèce.

[11, pl. X, fig. 14 a-b], non décrite et que son auteur identifie à *Astrea limbata* GOLDF. [12, t. I, p. 110, pl. VIII, fig. 7]. Milne Edwards [6, p. 238 et 247] rejette cette synonymie et considère comme différentes les espèces de Goldfuss et de Leymerie en s'appuyant, croyons-nous, sur leurs figurations seulement. Nous n'avons pu, ni retrouver dans la coll. Leymerie ni nous procurer dans les différentes collections mises à notre disposition, une espèce susceptible d'être rapportée aux figures données par Leymerie. Il nous paraît toutefois, à l'examen de la fig. 14 b, que Leymerie a voulu représenter une couronne de palis autour de la columelle. S'il en était ainsi, *Astrea limbata* ne pourrait rentrer dans le genre *Stylina*.

10° G. *Octocoenia* D'ORB. 1849. Créé pour une espèce sinémurienne de Saint-Fortunat près de Lyon, ce genre n'est connu que par une très courte description de son auteur et par la figuration qu'en a donnée Thévenin [23, pl. X, fig. 23 et 24]. Celui-ci pense que c'est une *Stylina*. Le type figuré (coll. d'Orbigny, n° 1627) ayant été retrouvé, nous avons pu obtenir deux sections : l'une tangentielle en plaque mince, l'autre verticale, polie sur l'échantillon. Si l'aspect extérieur rappelle celui des *Hélistraées*, mais non celui des *Stylines*, la structure en est différente :

calices légèrement saillants sur une surface calinale peu convexe ; pas d'holothèque ; périthèque très développée constituée par les côtes larges et une exothèque celluleuse jamais tabulaire ni subtabulaire ; la surface périthécale fortement costulée ; côtes épaisses, inégales de 4 en 4, trabéculaires (3 à 7 trabécules) dentées surtout à la base ; muraille septothécale (par places parathécale) et ce caractère, très discernable sur la surface calicinale, est nettement accusé en lame mince ; columelle rudimentaire dans quelques calices, nulle chez les autres ; septes compacts, droits, indépendants et exserts ; leur bord supérieur lisse ou orné de très petites dents arrondies ; leurs faces latérales ornées de granulations disposées en rangées parallèles au bord supérieur ; leur bord interne affecté par de petits lobes arrondis ; endothèque abondante constituée de dissépiments minces ; microstructure : dans le plan médian, de gros points sombres, disposés régulièrement, à des distances subégales, traduisent la présence de trabécules simples à l'exclusion de trabécules composées.

Ce genre ne peut être mis en synonymie ni avec *Stylina* (il en possède la microstructure mais manque d'organe axial et son endothèque est vésiculeuse), ni avec *Helistraea* chez lequel existent une columelle spongieuse, une muraille septothécale très épaisse et des trabécules simples et composées. Il diffère aussi de *Phyllocaenia irradians* E. H. qui ne peut être admis dans le g. *Helistraea* et qui possède : une muraille parathécale,

une endothèque vésiculeuse très abondante, des septes très minces avec, dans le plan médian, une ligne de centres de calcification très petits et très nombreux accusant la présence de trabécules simples seulement¹.

11° G. *Lobocaenia* D'ORB. 1849. Le géotype : *Madrepora obeliscus* MICH., pris dans la coll. Moreau, est perdu et nous n'avons pu retrouver aucun fossile de cette espèce.

12° G. *Acanthocaenia* D'ORB. 1850 [24, p. 170]. Nous n'avons pu retrouver le type mais seulement un échantillon déterminé par Lambert : *Acanthocaenia Rathieri*. Malheureusement cette détermination est erronée, les caractères de ce fossile ne correspondent pas à la diagnose : les éléments radiaires, en symétrie de type 6, forment six systèmes égaux tandis que d'Orbigny indique « 5 systèmes ». Récolté par Lambert dans le Néocomien de Bleigny (Yonne), ce Coralliaire nous paraît identique à *Stylina sparsa* TRAUTSCH. du Néocomien de Crimée : il est conservé à la Sorbonne.

En dehors de ces genres de d'Orbigny qui viennent d'être revus, plusieurs autres encore ont été mis en synonymie avec *Stylina*. Milne Edwards [6, p. 232] y réunit *Fascicularia* LAMK. 1812, *Gemmastraea* et *Branchastraea* DE BLAINV. 1830, *Dentipora* et *Stylopora* M'COY 1848, *Explanaria* pp. LAMK. 1816. Gregory [2, p. 51 et 52] ajoute *Tubastraea* et *Siderastraea* DE BLAINV. 1830, *Sarcinula* pp. GOLDF. 1826, *Cassaniastraea* VOLZ 1897 et *Aplosastraea* D'ORB. 1849. Enfin Vaughan et Wells [12, p. 111] complètent par *Platysmilia* TOULA 1889 et *Dendroseris* GREGORY 1929.

A vrai dire, c'est Lamarck lui-même qui, en 1816, a substitué *Stylina* à *Fascicularia*, créé en 1812 dans son « Extrait du Cours » pour « ... un fossile altéré dont les polypiérites... paraissent formés d'une succession de cônes emboîtés par suite de la disposition, à certaines hauteurs, des côtes et de l'exothèque ».

A l'origine, *Gemmastraea* DE BLAINV. renfermait cinq espèces ; deux d'entre elles : *Astrea tubulosa* et *Astrea lobata* MÜNST. in Goldf. possèdent les mêmes caractères que *Stylina* mais la première de la liste : *Astrea Lucasiana* DEFR. (= *Heliolite demi-sphérique* GUETTARD [13, t. III, p. 50]², bien que représentée par un mauvais dessin n'est pas une Styline ; M. Edwards [6,

1. Le contrôle des caractères énoncés a été effectué en plaques minces : pour *Heliastrea* sur un fragment du type de Milne Edwards : *H. Forskaelana*, pour *Phyllocaenia irradians* sur un topotype appartenant à la coll. Munier-Chalmas (Sorb.).

2. Pl. XLVII, fig. 1, non pl. XLV, fig. 1-3, nec pl. LI, fig. 1.

t. II, p. 273] la classe dans le g. *Phyllocaenia* que les auteurs modernes considèrent comme synonyme de *Heliastrea* M. EDW. 1857¹ (= *Montastraea* pp. DE BLAINV. 1830). Le type de DeFrance est perdu ; le genre *Gemmastraea* tombe en désuétude.

La plupart des espèces de *Tubastraea* DE BLAINV. appartiennent au g. *Heliastrea*. La première de la liste établie par de Blainville : *A. faveolata* (= *Mad. faveolata* LINNÉ, Gmel., p. 3769, n° 64 ; Ellis et Solander, tab. 53, fig. 5 et 6) des côtes d'Australie, ne m'est connue que par les figures de Gmelin qui sont insuffisantes pour discerner les caractères génériques. Milne Edwards [6, t. III, pp. 487 et 525] ne fait pas mention de cette espèce que rien n'autorise à classer dans le g. *Stylina*. *Tubastraea* est sans doute destiné à tomber en désuétude.

Au g. *Branchastraea*, de Blainville n'a attribué qu'une seule espèce, *Madrepora limbata* GOLDF. que M. Edwards et Haime [14, p. 59] classent dans les Stylines. Le type est probablement conservé au musée de Bonn, mais l'examen des figurations de Goldfuss porte à croire qu'il s'agit d'un autre genre. Bien que l'intérieur du lumen soit détruit, le dessin ne représente aucune trace d'endothèque et d'exothèque tabulaires au sommet de la branche gauche du polypier où les polypières sont sectionnés naturellement dans le sens de leur hauteur. La place systématique de *Branchastraea* reste douteuse ; il n'est pas sûr que ce genre puisse être conservé.

Des genres *Dentipora* et *Stylopora*, M'Coy n'a donné [15, p. 399] qu'une diagnose sans figuration. A chacun il n'a attribué qu'une seule espèce : *D. glomerata* et *S. solida* qu'il n'a ni figurées ni comparées à une espèce connue. Cependant, M. Edwards et Haime ont identifié *D. glomerata* à *Astrea tubulifera* PHILLIPS 1829 et *Stylina tubulosa* MICH. 1843. On peut admettre que M. Edwards et Haime ont pu étudier et comparer les matériaux de M'Coy et Phillips à l'Université de Cambridge ou au British Museum et, par conséquent, accepter la synonymie de *Dentipora* et *Stylina*. Remarquons toutefois que M'Coy, dans la description de *D. glomerata*, paraît conclure à l'absence de columelle puisque « les calices ont un centre petit, déprimé », tandis qu'il note chez *Stylopora solida* l'existence d'« un petit style central ou axe ».

Un nouvel examen de *D. glomerata* est nécessaire ; en attendant il n'est pas possible d'admettre que ses caractères soient

1. *Phyllocaenia* (gén. *P. irradians* E. H.) ne peut être conservé comme synonyme de *Heliastrea* ; il en diffère par la nature de la muraille et la micro-structure.

identiques à ceux des *Styline*s et il est prématuré de rendre ces deux genres synonymes.

De *Stylopora solida*, le type paraît avoir été examiné par M. Edwards et Haime au Museum de Cambridge [16, p. 106]. Ces auteurs ont figuré [16, pl. XXII, fig. 3, 3 a, 3 b] un spécimen de cette espèce; ils n'en indiquent pas l'origine et nous ignorons si c'est le type de M'Coy. Cependant la synonymie de *Stylopora* et *Stylina* est probable.

Dans la longue liste d'espèces attribuées au g. *Siderastrea* par son auteur, on ne peut trouver que *Astrea cavernosa* (= *Madrepora cavernosa* SCHLOT.) qui soit une vraie *Styline*. Toutes les autres ont été réparties dans différents genres : *Synastrea*, *Isastraea*, *Placocaenia*, *Microsolena*, *Dimorphastraea*, sauf quatre maintenues dans le g. *Siderastraea* dont le génotype (génoléctotype M. Edwards et Haime 1850) demeure *Madrepora radians* PALLAS 1766 (= *Madrepora galaxea* ELLIS et SOLANDES 1786).

Au g. *Explanaria* LAMK. 1816, Goldfuss a rapporté une espèce qui présente les caractères de *Stylina*. Le g. *Explanaria* tombe cependant en synonymie avec *Turbinaria* OKEN 1815. En le créant, Lamarck a sans doute ignoré le travail d'Oken, sinon il aurait reconnu l'identité d'*E. infundibulum* qui figure en tête de sa liste et de *Turbinaria crater* OKEN, type du genre.

Gregory identifie enfin à *Stylina* : *Cassianastraea* VOLZ 1897 et *Aplosastrea* pp. D'ORBIGNY 1849. Son point de vue ne peut être retenu pour le premier de ces deux genres car Volz a pu y reconnaître par une « genaue, speciell mikroskopische Untersuchung » l'absence de columelle ainsi que d'« Endothek im Lumen der Kelche ». Pour le second, dont d'Orbigny ne cite que quatre espèces dans le Prologue, je me suis assuré qu'aucune d'entre elles ne peut être considérée comme *Styline*. *Aplosastrea stylophora* du Lutétien de Grignon appartient au genre *Stylocaenia* M. EDW. et H. 1849; *A. neptuni* et *A. elegans* (tout au moins celui des deux échantillons de la coll. d'Orbigny, le mieux conservé) appartiennent au g. *Astrocaenia* M. EDW. et H. 1848. D'ailleurs, M. Edwards et Haime ont, avec doute, rangé ces deux dernières espèces dans le g. *Stylina*. Ce sont de Fromentel [17, p. 44] puis Cottreau [18, p. 32 et 33] qui les ont classées, sans hésitation, dans ce genre. Quant aux figures d'*Astrea geminata* (= *Aplosastrea geminata* D'ORB.) données par Goldfuss [19, tab. XXII, fig. 8 a... §], si elles se rapportent, comme le pensent M. Edwards et Felix, à deux espèces différentes, elles traduisent toutes les caractères du g. *Astrocaenia*. Les figures 8 a-b attribuées par M. Edwards à *Stylina* sont à rattacher soit

au genre *Astrocoenia* soit au g. *Stylocaenia*; les figures 8 b, c, e se rapportent au g. *Astrocaenia*; j'ai pu leur rapporter avec certitude un échantillon de la Montagne Saint-Pierre de Maestricht, trouvé dans les collections de la Sorbonne; il m'a fourni une très bonne contre-empreinte permettant une systématisation non douteuse. Ainsi le g. *Aplosastrea* ne peut rentrer en synonymie avec *Stylina*: il tombe en désuétude.

Il en est de même du g. *Dendroseris* GREGORY 1929 classé dans la famille des *Lophoseridae* par son auteur qui constate chez le type: *D. Harrisoni* du Crétacé moyen de Trinidad, la présence de synaptiques et la rareté de l'endothèque. Des synaptiques sont représentées sur la figuration [20, pl. VIII] mais leur existence a été niée récemment par Wells à deux reprises différentes [28, p. 128 et 29, p. 611]. Cet auteur fait rentrer *Dendroseris* en synonymie avec *Stylina* sans envisager la vraie structure de l'endothèque et de la périthèque. Dans sa description Gregory n'attribue pas de caractère tabulaire à ces structures sur lesquelles Wells ne donne aucun détail. Nous pensons que la rareté de l'endothèque signalée dans la diagnose originale est un caractère à vérifier avant d'accepter ou de repousser la synonymie de *Dendroseris*.

Vaughan et Wells [12, p. 111] font encore rentrer en synonymie avec *Stylina*, le g. *Platysmilia* TOULA 1889 fondé sur l'unique espèce: *P. kozirogensis* de l'Urgo-aptien de la région centrale du Balkan [21, p. 83]. Il suffit de se reporter à la diagnose et aux figurations originales pour repousser cette opinion. Toulou pense que son espèce peut être classée dans les Stylinacées (ZITTEL) ou les *Stylosmiliens* (DE FROMENTEL) mais il a observé: une disposition spiralée des calices sur les rameaux, une muraille épaisse et la présence de synaptiques dans des calices sectionnés. Il n'est fait état ni d'une endothèque tabulaire, ni d'une exothèque. Ce genre, qui mériterait une analyse structurale, complète nous paraît voisin d'*Amphelia* M. Edw. et H. ou *Archohelia* VAUGHAN de la famille des *Oculiniidae*.

Par contre, il n'est pas douteux que les espèces classées par Goldfuss [19, p. 73 et 84, pl. XXIV et XXV], dans le genre *Sarcinula* LAMK., appartiennent au g. *Stylina* mais le g. *Sarcinula* demeure cependant valable. Il a été créé, en effet, en 1816 pour deux espèces: *S. perforata* et *S. organum*. Celle-ci appartient au g. *Galaxea* OKEN 1815, mais la première qui se trouve, en outre, à la tête de la liste donnée par Lamarck, présente des caractères qui la distinguent facilement des autres genres. Milne Edwards [6, t. II, p. 479] considère que c'est une espèce d'Héliastrée

dont les cloisons ont été entièrement brisées en dedans des murailles ». J'ai retrouvé au Muséum le type de Lamarck. Quelques-uns de ses polypiérites ont conservé toutes les structures à l'intérieur du lumen, ce qui permet de reconnaître :

une endothèque composée de pseudo-planchers et de dissépiments horizontaux ; une périthèque subtabulaire, rarement vésiculeuse ; une columelle pariétale spongieuse faiblement développée ; une ornementation septale (bord supérieur et faces latérales analogue à celle de *Galaxea*).

Ainsi *Sarcinula*, qui reste voisin de *Galaxea* mais ne se confond pas avec lui, est très différent d'*Heliastraea*.

Nous avons résumé les considérations qui précèdent dans le tableau I qui fait connaître :

1° les genres dont la synonymie avec *Stylina* a été proposée par différents auteurs mais qui doivent être conservés ou rétablis (leur génotype est indiqué) ;

2° ceux qui doivent rentrer en synonymie avec *Stylina* ou un autre genre ;

3° ceux sur lesquels demeure un doute ;

4° ceux qui tombent en désuétude.

REMARQUES SUR LA SYNONYMIE DE L'ESPÈCE-TYPE. — Une assez longue liste synonymique a été donnée par Milne Edwards (6, p. 237], à laquelle on peut se reporter mais qui renferme un certain nombre d'espèces à éliminer. Rien ne permet d'assurer que *Heliolithe demi-sphérique*, etc..., GUETTARD 1770, des environs de Besançon, soit identique à *echinulata* ; sa description est insuffisante et le dessin ne montre pas une ressemblance assez grande avec l'espèce des environs de Verdun. Il s'agit probablement d'une espèce différente.

Il en est de même de *Sarnicula microphtalma* GOLDF. 1826 [19, p. 73, pl. XXV] ; la figuration ne permet de faire aucune comparaison. De Blainville, dans l'Atlas du Dictionnaire des Sciences naturelles, a donné (pl. XL, fig. 5) une figure théorique qui peut se rapporter à toutes les espèces de Stylines mais qui ne s'applique pas spécialement à *S. echinulata*.

Quant à *Stylina Gaulardi* MICH. 1843, des environs de Dun (Meuse), c'est une espèce différente de celle de Milne Edwards. J'ai fait connaître en effet [1, p. 191] que l'étude des échantillons de la collection de ce savant m'avait révélé l'existence de deux espèces dont l'une a des calices beaucoup plus saillants que l'autre. Celle qui présente des calices superficiels est seule à rapporter à *S. Gaulardi* MICH.

TABLEAU I.

A. Genres à conserver.

<i>Adelocaenia</i> D'ORB. 1849.	Type: <i>Astrea castellum</i> MICH.
<i>Cassianastraea</i> VOLZ 1897.	— : <i>Stylina</i> REUSSI LAUBE.
<i>Convezastrea</i> D'ORB. 1849.	— : <i>Astrea regularis</i> KLIPST.
<i>Decacaenia</i> D'ORB. 1850.	— : <i>Decacaenia magnifica</i> D'ORB.
? <i>Dendroseris</i> GREGORY 1929.	— : <i>Dendroseris Harrisoni</i> GREGORY.
<i>Heliocaenia</i> ETALLON 1858.	— : <i>Heliocaenia variabilis</i> ETALLON.
<i>Octocaenia</i> D'ORB. 1850.	— : <i>Octocaenia lugdunensis</i> D'ORB.
<i>Pentacaenia</i> D'ORB. 1850.	— : <i>Pentacaenia elegantula</i> D'ORB.
<i>Platysmilia</i> TOULA 1889.	— : <i>Platysmilia kozirogensis</i> TOULA.
<i>Pseudocaenia</i> D'ORB. 1850.	— : <i>Pseudocaenia suboctoris</i> D'ORB.
<i>Sarcinula</i> LAMARCK 1846.	— : <i>Sarcinula perforata</i> LAMK.
<i>Stylina</i> M. EDW. et H. 1849.	— : <i>Stylina echinulata</i> E. H.
(non LAMARCK).	

B. Genres synonymes de *Stylina*.

<i>Explanaria</i> GOLDF. 1826 p. p. (non <i>Explanaria</i> LAMK. = <i>Turbinaria</i> OKEN.)
<i>Sarcinula</i> GOLDF. 1826 (non <i>Sarcinula</i> LAMK.)
<i>Siderastraea</i> DE BLAINV. 1830 p. p.
<i>Stylipora</i> M'COY 1848.

C. Genres synonymes de genres autres que *Stylina*.

Aploastrea D'ORB. 1849. ≡ *Astrocaenia* M. EDW. et H.
Conocaenia D'ORB. in coll. ≡ *Heliocaenia* ETALL. 1858.
Tremocaenia D'ORB. 1849. ≡ *Id.*

D. Genres sur lesquels demeure un doute.

Acanthacaenia D'ORB. 1850. *Dentipora* M'COY 1848.
Branchastraea DE BLAINV. 1830. *Lobocaenia* D'ORB. 1849.
Conocaenia D'ORB. 1949. *Tubastraea* DE BLAINV.
 1830.
Dendrocaenia D'ORB. 1849.

E. Genres tombant en désuétude.

Fascicularia LAMK. 1812.
Gemmastraea DE BLAINV. 1830.
Cryptocaenia D'ORB. 1849.

1. Les espèces groupées actuellement sous ce terme doivent être partagées en au moins deux genres. Celle qui ont les mêmes caractères que *Astrea numisma* DEFN. constituant le g. *Astrocaenia*, celles qui ont pour type *Astrea decaphylla* MICH. formant le g. *Araicaenia* nov. gen.

D'après ce qui précède, il résulte qu'il n'est possible de considérer comme *S. echinulata* que l'espèce telle qu'elle a été décrite et figurée par Milne Edwards dans l'« Atlas de la grande édition du Règne animal, pl. LXXXV, fig. 3 ». Elle est représentée, au Muséum d'Histoire naturelle, par plusieurs beaux échantillons.

DIAGNOSE DU GÉNOTYPE. — Elle a été donnée dans un mémoire paru récemment [1, p. 191]; nous n'avons rien à y ajouter.

Stylina Cremai PREV. sp. 1909.

Pl. XXVI, fig. 6 et pl. XXVII, fig. 6.

Leptastraea Cremai PREV. 1909 in Parona. La fauna coralligena del cretaceo dei Monte d'Ocre, p. 93, tav. VI, fig. 6, 6 a, 7, 7 a.

DESCRIPTION. — Je rapporte à cette espèce deux échantillons de forme différente. L'une des colonies est aplatie, sa surface calicinale présente des gibbosités; l'autre est lycoperdoniforme avec une surface calicinale fortement et régulièrement convexe. En dehors de ces différences morphologiques, qui ne sont pas spécifiques, tous les autres caractères sont identiques.

Les calices, comme ceux figurés par Prever, sont subcirculaires, rarement subpolygonaux ou subelliptiques et serrés; ils peuvent être, en certains points, unis par leurs murailles ou rester séparés par des espaces costulés, plus ou moins larges. Leur diamètre interne moyen est de 3 mm à peine; ils sont tous subsuperficiels. Le mode d'union des calices est facile à observer sur une section tangentielle en plaque mince. Dans celles de leurs régions où ils ne sont pas unis par les murailles, les polypierites sont entourés d'une périthèque peu développée, principalement constituée par les côtes; l'exothèque ne comprend qu'un petit nombre de traverses.

La muraille est septothécale; accidentellement elle peut devenir parathécale et, dans ce cas, les traverses sont épaissies et courtes ou demeurent minces et longues.

Les septes, compacts et inégaux, au nombre de 24, sont répartis en six systèmes égaux; ils appartiennent à trois ordres. Les S_1 ont une largeur presque égale au rayon calicinal mais leur bord interne ne se soude pas à la columelle; les S_2 sont seulement un peu moins larges que les précédents; la longueur des S_3 , qui sont beaucoup plus minces que ceux des deux premiers ordres, n'atteint que la moitié de celle des S_1 . A leur bord interne, les S_1 et les S_2 sont fortement renflés et, en section tangentielle, on observe en avant de la columelle, de fréquentes anastomoses de deux S_1 successifs. La section transversale des S_3 reste cunéiforme. Cet épaississement des S_1 et S_2 au voisinage immédiat de la columelle peut faire croire à l'existence d'un organe axial plus ou moins spongieux quand on se borne à une observation superficielle. Néanmoins l'existence d'une columelle styliforme et de

bords septaux épaissis se reconnaît dans les figurations de Prever (fig. 6 a et 7 a, pl. VI). En lame mince, la columelle apparaît presque toujours comme un organe indépendant, rarement soudé à un S_1 . Les faces latérales des septes sont recouvertes de granulations généralement arrondies mais qui parfois deviennent saillantes et spiniformes.

La systématisation de cette espèce est facilitée par l'examen de plaques minces. Les septes sont constitués d'un petit nombre de tra-



FIG. 6. — *Stylita Cremai* PREV. sp. Section transversale pour montrer le mode d'union des calices, la columelle substyliforme et, dans un des septes du grand calice, la disposition et la grandeur relative des centres de calcification (la partie en grisé, à la jonction des trois calices est un pseudo-plancher).

S' est l'extrémité du sept s ; on peut la considérer comme un pali accidentel.
c: columelle.

On peut observer dans deux calices l'union d'un sept de troisième ordre à un sept de premier ordre.

A droite du grand calice, les côtes n'ont pas été représentées.

(Dessin à la chambre claire à l'aide d'une lame mince. Grossissement : 10).

bécules si l'on en juge par les centres de calcification qui se montrent dans leur plan médian sous forme de gros points sombres, éloignés les uns des autres, disposés sur une seule ligne, au nombre de 8 à 14 pour les S_1 . Sur la figure 6 qui a été dessinée très exactement à la chambre claire, on peut compter 16 centres de calcification sur le S_1 .

REMARQUE. — Ce n'est qu'avec doute que Hackemesser [7, p. 22] rapporte à l'espèce de Prever un échantillon du Cénomarien de Dremisa (Grèce centrale).

Sous-famille **Cyathophorinae** VAUGHAN et WELLS 1943.

Genre **Cyathophora** MICH. 1843.

GÉNOTYPE: *C. Richardi* MICH. (Icon. Zooph., p. 104, pl. XXVI, fig. 1) du Lusitanien (Rauracien) d'Agey, Is-sur-Tille (Côte-d'Or) et Saint-Mihiel (Meuse).

REMARQUE PRÉLIMINAIRE. — La diagnose de Michelin est insuffisante et les auteurs diffèrent d'opinion sur les caractères du genre. Ils ne sont pas d'accord non plus sur la synonymie du génotype. Milne Edwards [6, t. II, p. 271] réunit en une seule espèce : *Astrea Bourgueti* DEFR. 1826 et *Cyathophora Richardi*. Koby accepte cette synonymie [3, p. 99] ; il y ajoute *Astrea alveolata* GOLDF. 1826. L'adoption de l'opinion du savant suisse entraîne la désuétude du g. *Cryptocaenia* D'ORB. 1849 créé sur cette dernière espèce. Une révision de la synonymie du génotype s'impose.

SYNONYMIE. — En créant le g. *Cyathophora* sur l'espèce *Richardi*, Michelin a rapporté celle-ci seulement à *Astroïte globulaire comprimé*, Guettard. [13, t. III, p. 500, pl. XLV, fig. 3].

La confusion qui s'est maintenue jusqu'à ce jour, est due à Milne Edwards [6, p. 271] qui, sous le nom de *Cyathophora Bourgueti* identifie :

1. *Tubulaire*¹ BOURGUET, Traité des pétrif., pl. IV, fig. 26, 1742.
2. ?² GUETTARD [13, t. III, pl. XLIII, fig. 4].
3. *Astrea Bourgueti* DEFR. [30, p. 380].
4. *Cyathophora Richardi* MICH. [8, p. 104, pl. XXVI, fig. 1].

Ce tableau nous montre : 1° que M. Edwards ne se réfère pas à la même espèce de Guettard que Michelin ; 2° que DeFrance considère son espèce *A. Bourgueti* synonyme des espèces 1 et 2.

Si, en se basant sur la simple comparaison des figures données par Bourguet et Guettard, on peut, à la rigueur, admettre l'identité de *Tabulaire* et *Heliolithe irrégulier*, il n'en est pas de même pour *Heliolithe irrégulier* et *C. Richardi* (= *Astroïte globulaire comprimé* GUETTARD). Les caractères d'*Heliolithe irrégulier* (pl. XLIII, fig. 4) correspondent bien à ceux qu'a décrits Guettard et qui peuvent se résumer : « 24 rayons grands, 24 petits » ; les « étoiles ne sont pas toutes de même grandeur » ; elles « sont éloignées les unes des autres » ; les « rayons sont très visibles ». Ces mêmes caractères se reconnaissent sur la figuration de Bourguet³. Il est donc possible que *Tubulaire* BOURGUET et *Heliolithe irrégulier* GUETTARD appartiennent à la même espèce. Pour appuyer cette opinion on pourrait arguer de la provenance. Guettard indique les environs de Besançon et si Bourguet ne donne aucune précision, l'esprit de son « Traité » permet de la fixer dans la région du Jura.

1. La désignation de BOURGUET est *Tubulaire*, non *Champignon tubulaire*.
2. MILNE EDWARDS ne reproduit pas le nom de GUETTARD correspondant à la figuration, pl. XLIII, fig. 4 ; c'est *Heliolithe irrégulier*.
3. Figuration dont nous pourrions ne pas tenir compte car elle n'est accompagnée d'aucune description et, de plus, antérieure à 1758 (1^{re} édit. du « Traité » : 1742 ; 2^e édit. : 1746).

En ce qui concerne *C. Richardi* et *Astroïte globulaire comprimé* nous constatons que les figurations qui en ont été données expriment les mêmes caractères qui, d'autre part, s'accordent avec le texte de Guettard : « un grand nombre de rayons... peut-être égaux ; étoiles pentagones ou hexagones ».

A ce texte, il faut ajouter que les calices sont très rapprochés, serrés les uns contre les autres, ce qui donne à la colonie un aspect subcérioïde.

C. Richardi MICH. et *Astroïte globulaire comprimé* GUETT. sont synonymes ; ils ont même origine et même âge. Pour Guettard, l'espèce « est des jardins de M^{me} la Comtesse de Rochecouart à Agey, peu éloigné de Dijon » ; d'après Michelin, elle se trouve à Agey, Is-sur-Tillé (Côte-d'Or) et Saint-Mihiel (Meuse).

Ainsi, M. Edwards a confondu deux espèces bien différentes, peut-être trois, car il n'est pas certain que *Tubulaire* BOURGUET et *Héliolithe irrégulier* GUETT. soient identiques. De toute manière, ni l'une ni l'autre de celles-ci ne sont à classer dans le genre *Cyathophora* tel qu'il doit être compris.

En ce qui concerne *A. alveolata* GOLDF., le grand développement de sa périthèque l'éloigne de *C. Richardi* MICH. Je n'ai pas pu examiner le type de Goldfuss ; il est possible que l'analyse de sa structure mette en évidence des caractères génériques différents de ceux de *Richardi*. En attendant une étude complète de l'échantillon, probablement conservé au Musée de Bonn, nous maintiendrons *A. alveolata* dans le genre *Cyathophora* MICH., ce qui entraîne la synonymie des genres *Cryptocaenia* D'ORB. et *Cyathophora* MICH.

DIAGNOSE DU GENRE. — Pour l'établir j'ai analysé le type de Michelin. J'ai trouvé, dans la coll. d'Orbigny (n° 4567), provenant de Tonnerre, des échantillons de la même espèce qui m'ont donné de bonnes lames minces¹. A l'aide de ces matériaux, les résultats suivants ont été obtenus :

Colonie massive à surface calicinale fortement convexe ; calices serrés les uns contre les autres, polygonaux ou sub-polygonaux (colonie subcérioïde) séparés par des espaces intercalicinaux très étroits, portant des côtes très courtes, souvent réduites à un filet et jamais confluentes.

Septes compacts, anastomosés, « réduits à de simples filets muraux qui descendent le long de la paroi murale et viennent se confondre

1. Ce travail a pu être réalisé grâce à l'obligeance de M. ROGER, sous-directeur au Laboratoire de Paléontologie du Muséum, auquel je suis heureux d'exprimer ma vive reconnaissance.

avec les planchers »¹ en s'étalant à leur surface ; leur bord supérieur pourvu de petites dents arrondies peu accusées ; leurs faces latérales couvertes de granulations arrondies, alignées en rangées subparallèles au bord supérieur, les plus internes de chaque rangée déterminant au bord proximal des septes de petits lobes réguliers, arrondis.

Bourgeonnement extracalical produisant des polypières dont le diamètre augmente graduellement et qui, sur une coupe longitudinale d'une colonie, paraissent coniques ou cylindriques suivant que la section affecte une région jeune ou adulte.

Union des polypières : se fait soit directement par les murailles quand ceux-ci sont très rapprochés soit, quand ils sont plus éloignés, par une exothèque tabulaire de faible épaisseur.

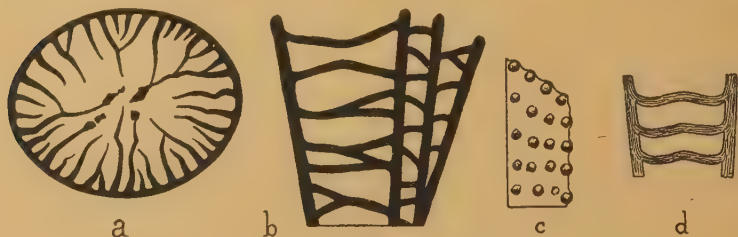


FIG. 7. — *Cyathophora Richardi* Мич. (coll. d'Orb. n° 4567).

a = un calice dessiné à la chambre claire ; toute la partie blanche représente la surface du dernier plancher ; les épaissements du bord interne de 4 septes ne sont peut-être que des dépôts de calcite. b = section longitudinale d'après une surface polie sur la tranche de la colonie ; à gauche, un polypière avec ses planchers ; à droite, un jeune polypière ; entre les deux, la périthèque tabulaire relativement étroite. c = partie supérieure d'un septe avec ses granulations (d'après nature). d = figure schématique montrant les planchers et la nature de la muraille tabulothécale.

Endothèque tabulaire, les planchers sont nombreux, convexes vers le haut, le plus souvent indépendants sur toute la largeur du lumen mais parfois des dissépinents fortement obliques vers le bas se réunissent à un plancher immédiatement sous-jacent sans intercepter complètement la cavité gastro-vasculaire (fig. 7) ; dans la région murale on observe en outre, mais rarement, des traverses endothécales qui tendent à s'aligner sur un même plan horizontal.

Muraille tabulothécale² présentant, en section longitudinale, une structure fibreuse analogue à celle des parties horizontales des planchers.

Microstructure septale, dans la partie proximale des septes, les centres de calcification paraissent gros, éloignés les uns des autres,

1. In Koby [3, p. 541].

2. Ce terme nouveau a été créé pour caractériser une muraille formée par les planchers dont les bords se relèvent verticalement donnant ainsi des sortes de manchons qui se superposent et se soudent (fig. 7).

épars, tandis que dans la région distale, ils semblent alignés dans le plan médian.

REMARQUE : La figure 7 a, dessinée d'après nature, et agrandie 4 fois montre la disposition de l'appareil septal dans un calice de l'holotype.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Seront exposés à la suite de l'étude du genre suivant : *Orbignyaenia* nov. gen. après qu'auront été établis les caractères de celui-ci.

Il faut cependant remarquer que Koby [3, p. 96 à 100 et p. 541] divise en deux groupes ses espèces jurassiques de *Cyathophora* :

a) groupe de *C. Thurmanni* à calices rapprochés, subpolygonaux.

b) groupe de *C. faveolata* à périthèque tabulaire bien développée. Dans ce groupe pourrait rentrer *A. alveolata* GOLDF. Si, en outre, on compare cette division et les caractères énoncés plus haut, il est permis de se demander si à chacun des deux groupes de Koby ne correspond pas un genre particulier. Le groupe de *C. Thurmanni* serait alors le seul à maintenir dans le g. *Cyathophora*.

SYNONYMIE DU GENRE.

1849. — *Cryptocaenia* D'ORB., Note sur des Polyp. foss., p. 7.

? 1883. — *Depaphyllum* TOMES, On the Fossil Madreporaria on the Great Ool. etc., Q. J. G. S., t. XXXIX, p. 195.

Le terme *Depaphyllum* a été proposé par Tomes pour le cas où il serait prouvé que *Cyathophora Bourgueti* doit être séparé du g. *Cyathophora*. Cette espèce est ainsi proposée, par avance, comme génotype de *Depaphyllum*. Nous avons montré qu'elle est différente de *C. Richardi* mais ses caractères nous sont insuffisamment connus pour qu'il nous soit permis de conclure à son déplacement systématique; nous restons dans le doute.

Dans un ouvrage récent, Vaughan et Wells [12, p. 109] font rentrer en synonymie avec *Cyathophora* : *Pentacaenia* D'ORB. 1850, *Bathyaenia* et *Scyphocaenia* TOMES 1883, *Cyathocaenia* VOLZ 1896 et considèrent comme des sous-genres : *Holocystis* LONSDALE 1849 auquel ils identifient *Tetracaenia* D'ORB. 1850 et *Cyathocaenia* DE FROM. 1884, non DUNCAN 1867.

Pentacaenia a été fondé sur l'espèce *elegantula* du Néocomien de Fontenoy (Yonne). En plus du type d'Orbigny, j'ai pu examiner plusieurs exemplaires de la même espèce (dont des topotypes) appartenant à la coll. Tombeck et d'assez nombreux spécimens des espèces *pulchella* D'ORB., *microtrema* D'ORB. et *Tombecki* DE FROM. du même genre. Il est difficile, sinon impossible

de reconnaître des différences spécifiques entre tous ces matériaux qu'ils proviennent de Fontenoy ou qu'ils aient été récoltés dans des couches de même âge à Morancourt, Chantonrupt, Bétancourt. Les figurations de Cottreau [10 bis, pl. LXXIV (V), fig. 3] et de Corroy [25, pl. VII, fig. 3] rendent bien les caractères de la surface calicinale, du mode d'union des calices et de l'insertion des septes mais ne font pas connaître la structure interne. Les observations que j'ai pu faire, grâce à des sections polies et des lames minces, m'ont prouvé que *Pentacaenia* est différent de *Cyathophora*.

Il possède, en effet, une endothèque composée de planchers et de disséplements subhorizontaux, nombreux; une périthèque constituée par des côtes bien développées, non confluentes et une exothèque mitabulaire, mi-vésiculeuse, une muraille parathécale; pas de columelle.

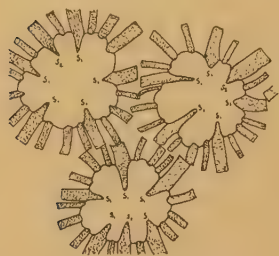


FIG. 8. — *Pentacaenia elegans* d'ORB. Dessin à la chambre claire de trois calices unis par les côtes (au nombre de 20 dans chaque calice) non confluentes. L'appareil septal, disposé en symétrie 5, présente une fausse symétrie 6 résultant du grand développement d'un sept S_2 opposé au plus grand sept S_1 (majeur). Grossi 5 fois.

L'appareil septal, par son mode d'insertion, suffirait à distinguer ce genre de *Cyathophora*. Disposé en symétrie radiaire de type 5, il comprend des septes de trois ordres : 5 S_1 , inégaux entre eux, un sept majeur étant toujours plus développé et s'avancant jusqu'à la cavité axiale, 5 S_2 dont quatre sont rudimentaires et le cinquième à peu près de même taille que les quatre plus petits du 1^{er} ordre, 5 S_3 réduits à de simples filets muraux. L'ensemble présente une fausse symétrie de type 6 car la symétrie 5 est nettement marquée par les 20 côtes réparties en nombre égal dans chacun des cinq systèmes calicinaux inégaux entre eux. La fig. 8, dessinée à la chambre claire, met en évidence ces caractères. Si l'on oriente chaque calice de manière que le plus grand sept S_1 soit à l'extrémité d'un diamètre, c'est le plus grand des

septes S_2 qui lui est opposé. Ce sept S_1 apparaît comme majeur dans tous les calices.

On peut rapprocher ce mode d'insertion septale de celui qu'on observe chez *Heterocaenia*. Nous pensons que, chez ce dernier, la disposition particulière des éléments radiaires est due simultanément à l'accélération de croissance d'un sept S_1 et à la régression des autres éléments du même ordre et de l'ordre suivant. Chez *Heterocaenia* les deux phénomènes sont régularisés et produisent des systèmes égaux; chez *Pentacaenia* la régularisation est en cours de réalisation.

Nous n'avons pu examiner des spécimens des genres *Bathycaenia* et *Scyphocaenia* TOMES et cependant nous ne pouvons partager l'opinion des deux savants américains. Chez ces deux genres, le Polypier est cérioïde, les polypierites sont unis directement par leurs murailles, qui paraissent septothécales, sans trace de périthèque. En outre, une columelle est signalée chez *Bathycaenia*.

En ce qui concerne le g. *Cyathocaenia* VOLZ, qui paraît essentiellement triasique, il suffit de se reporter à la diagnose originale pour s'assurer qu'il diffère de *Cyathophora*. Il s'en distingue par la nature du bord supérieur des septes qui sont constitués « de poutrelles horizontales » comme ceux des *Stylophylliidae*. Nous ignorons toutefois si ces poutrelles sont renforcées, et de quelle façon, par un dépôt de sclérenchyme sur les faces latérales des septes.

La synonymie des genres *Holocystis* et *Tetracaenia* sera traitée dans le chapitre consacré au g. *Orbignycaenia* nov. gen.

Cyathophora corbariensis nov. sp.

Pl. XXVI, fig. 8 et pl. XXVII, fig. 3.

HOLOTYPE : Faculté des Sciences de Paris, labor. de Géologie, coll. Ch. Jacob.

Nomb. d'échantillon : 1.

DIMENSIONS :

Épais. de la colonie. 22 mm	Nomb. de septes.....	24
Diam. int. des calices. $2\frac{1}{2}$ à $3\frac{1}{2}$ mm	Nomb. de côtes.....	24
Dist. c. à c.....	3 à 4 mm	

DESCRIPTION. — Polypier massif en lame épaisse, à surface calicinale légèrement convexe et face inférieure, également convexe, recouverte d'une holothèque plissée. Polypierites régulièrement répartis, serrés, unis par une périthèque tabulaire de faible épaisseur.

Calices subpolygonaux, parfois subcirculaires ou subelliptiques, serrés; les espaces intercalicinaux étroits, costulés; côtes d'égale épaisseur; plateau calicinal peu profond.

Appareil septal, constitué par 24 septes compacts, très inégaux, en symétrie radiaire de type 6. Il existe



FIG. 9. — *Cyathophora corbariensis* nov. sp. Section longitudinale en plaque mince passant par deux polypierites (à droite et à gauche) unis par une périthèque tabulaire. L'endothèque est elle-même tabulaire. Comparer avec fig 7 b. Grossi 5 fois.

6 septes S_1 à section cunéiforme dont la largeur égale la moitié du rayon calicinal, six septes S_2 , plus minces, également droits et cunéiformes dont la largeur est la moitié de celle des précédents, 12 septes S_3 rudimentaires souvent réduits à un simple filet mural.

Endothèque tabulaire, formée de planchers nombreux, irrégulièrement convexes vers le haut, parfois subplans, auxquels s'unissent fréquemment des traverses donnant des planchers ramifiés (fig. 9).

Exothèque, possède la même structure tabulaire que l'endothèque ; ses éléments qui ne prolongent pas ceux de l'endothèque sont plus denses et moins irréguliers.

COMPARAISONS ET AFFINITÉS. — Par le diamètre des polypiérites, la constitution et la symétrie de l'appareil septal, *C. corbariensis* se distingue de toutes les espèces connues du même genre dans le Crétacé. C'est à *C. Annae* VOLZ du Néocomien de Bukovine et *C. turonensis* DE FROM. du Turonien du Dauphiné qu'elle ressemble le plus si l'on se réfère seulement aux descriptions et figurations. J'ai pu m'assurer, en effet, que le type de *C. turonensis* DE FROM. appartient à un genre autre que *Cyathophora*. L'espèce de Volz possède, comme celle de Padern, 24 septes en symétrie 6, des calices à peu près de même diamètre mais les septes sont plus larges, les planchers sont simples et la péri-thèque vésiculeuse.

LOCALITÉ-TYPE : Padern (Aude).

INVENTEUR : Prof. Ch. Jacob.

FAUNE ASSOCIÉE : Grandes Trigonies.

AGE GÉOLOGIQUE : Albien inférieur ou base de l'Albien moyen.

Cyathophora Jacobi nov. sp.

Pl. XXVII, fig. 1.

HOLOTYPE : Fac. des Sc. de Paris, lab. de Géologie, coll. Ch. Jacob.

Nomb. d'échantillon : 1.

DIMENSIONS :

Long. totale.....	90 mm	Distance.....	$4\frac{1}{2}$ à 6 mm
Larg. totale.....	66 mm	Nomb. de septes ...	32
Épais. de la colonie.	55 mm	Nomb. de côtes ...	16 à 20.
Diam. int. des calices.	$3\frac{1}{2}$ à $4\frac{1}{2}$ mm		
	(en général 4 mm)		

DESCRIPTION. — Les dimensions ci-dessus sont celles conservées par l'échantillon après prélèvement des fragments employés pour la confection des lames minces.

La colonie était massive, sa surface calicinale subelliptique, plane et sublobée à l'ambitus ; sa surface inférieure, également subplane, sans

trace d'holothèque, n'avait que la moitié de la surface de la précédente et servait tout entière à la fixation de la colonie.

Polypierites élevés, droits, non ramifiés, légèrement saillants, imprimant à la colonie un aspect subphacéloïde; généralement subcylindriques, parfois légèrement comprimés, régulièrement espacés et denses.

Calices exserts, subcirculaires ou légèrement elliptiques, jamais subpolygonaux, unis par une périthèque à surface costulée.

Appareil septal, constitué d'éléments compacts en symétrie radiaire de type 8. Il existe 8 septes S_1 épais, subclaviformes dont la largeur atteint les $\frac{2}{3}$ du rayon calicinal, 8 septes S_2 légèrement plus minces et moins larges qui possèdent un bord interne plus ou moins renflé tandis que les 16 septes S_3 , cunéiformes sont presque rudimentaires. Tous les éléments radiaires sont fortement épaissis à leur bord distal et participent à la formation d'une muraille septothécale très épaisse (en lame mince son épaisseur atteint le $\frac{1}{4}$ du rayon calicinal).

Endothèque, constituée de planchers complets, minces dont la plupart subhorizontaux; quelques-uns sont légèrement concaves vers le haut; il est rare que, sur ces planchers, s'appuient des traverses.

Périthèque, d'épaisseur peu variable; est vésiculeuse avec quelques éléments tabulaires; les espaces entre les traverses exothécales sont petits et très nombreux.

Côtes, peu saillantes en dehors de la muraille, ont leur bord arrondi; leur nombre, variable, est inférieur à celui des septes. Seuls les septes S_1 et S_2 sont prolongés régulièrement par des côtes; la plupart des septes S_3 ne montrent, à l'extérieur de la muraille, aucun prolongement costal.

COMPARAISONS ET AFFINITÉS. — Par la constitution et le type de symétrie de son appareil septal, par la nature de l'endothèque et de la périthèque, cette espèce diffère de toutes les formes crétaées décrites à ce jour.

LOCALITÉ-TYPE : Padern (Aude).

INVENTEUR : Prof. Ch. Jacob.

AGE GÉOLOGIQUE : Albien inférieur ou base de l'Albien moyen.

Genre *Orbignyaenia* nov. gen.

GÉNOTYPE : *Cryptocaenia carantoniana* D'ORB. 1850 (Prod., t. II, p. 182) du Cénomanien de l'île d'Aix¹.

1. Le type a été pris à l'île d'Aix, mais l'espèce se rencontre fréquemment à Bouras, Rochefort, Piédemont et, d'une manière générale, dans tous les gisements cénomanien de la bordure N du bassin d'Aquitaine; elle existe en outre dans le Cénomanien du Mans, des Corbières et de la Provence.

1849. *Cryptocaenia* D'ORB. p. p., Note sur d. Pol. foss., p. 7.
 1857. *Stylina* M. EDW. p. p., Hist. nat. des Cor., t. II, p. 232.
 1858. *Stylina* ETALL. p. p. Étude Ray. du Haut-Jura, p. 62.
 1867. *Cryptocaenia* DE FROM., Paléont. franç., t. VIII, terr. crét., p. 542.
 1882. *Cryptocaenia* p. p. et *Convexastræa* p. p. Koby, Pol. Jur. de la Suisse, p. 86 et 101.
 1900. *Stylina* GREGORY p. p., Jur. Fauna of Cutch, *Palaeont. Indica*, ser. IX, vol. II, part. II, p. 50.
 1814. *Cryptocaenia* FELIX p. p., *Foss. Catal.*, pars 5, p. 22, pars 6, p. 95, pars 7, p. 111.
 1943. *Stylina* VAUGH. et WELLS p. p., *Revis. of Scleractinia*, p. 111.

JUSTIFICATION DU NOUVEAU GENRE. — En étudiant le g. *Cyathophora* nous avons indiqué que le type du g. *Cryptocaenia* D'ORB. (*Astrea alveolata* GOLDF.) se classait dans le genre *Cyathophora* MICH. et qu'ainsi le terme employé par d'Orbigny devait être remplacé.

A compter du jour où Milne Edwards [6, p. 235] assura que « les espèces de ses (à d'Orbigny) genres *Adelocaenia*, *Cryptocaenia* et *Octocaenia* qu'il indique comme dépourvus de columelle, en ont véritablement une styliforme et ne diffèrent aucunement des autres *Stylines* », de nombreux auteurs ont perpétué son erreur. Non seulement le génotype *A. alveolata* GOLDF. de *Cryptocaenia* D'ORB. ne possède pas d'organe axial mais la plupart des espèces, sinon toutes, rapportées, par d'Orbigny, au g. *Cryptocaenia*, n'en ont pas non plus, en particulier *C. carantoniana*. De Fromentel et Koby ont bien remarqué l'absence de toute columelle chez de nombreuses espèces ayant l'aspect des *Stylines* mais ils n'ont pas reconnu la synonymie entre *Cryptocaenia* D'ORB. et *Cyathophora* MICH. En outre Koby [3, p. 540, 541], qui n'a séparé *Cryptocaenia* et *Convexastræa* qu'à l'aide d'un caractère seulement spécifique : « un nombre moindre de rayons, septo-costaux » chez le second, a souvent mal classé les espèces qu'il leur attribue. Si, en outre, on remarque qu'il a distingué, chez *Cryptocaenia* deux structures de l'endothèque l'une à planchers imparfaits, l'autre à planchers « qui interceptent complètement la loge », on reconnaît alors qu'une partie de ses espèces de *Cryptocaenies* doit prendre place à côté de ses *Convexastrées* et que l'autre partie ne diffère guère de *Cyathophora*.

D'où la nécessité de créer un nouveau terme pour désigner les espèces qui possèdent les mêmes caractères que *Cryptocaenia carantoniana* D'ORB. : nous proposons *Orbignyaenia*.

REMARQUE SUR LE NOUVEAU GENRE. — L'observation de très nombreuses colonies de *C. carantoniana* D'ORB. que j'ai reconnues dans les collections (d'Orbigny, Arnaud) ou que j'ai récoltées,

m'a montré qu'il existe, dans le Cénomarien des Charentes, deux espèces voisines dont l'une possède de très petits calices. La véritable *carantoniana* est celle dont les calices sont plus grands, « de la taille de ceux de l'*Astrca Desportesiana* », espèce de Michelin classée jusqu'ici dans le g. *Stephanocaenia*. Ce sont les caractères de cette espèce qui ont été analysés pour établir la diagnose d'*Orbignyaenia*.

DIAGNOSE DU GENRE. — En colonies massives, souvent subhémisphériques, fixées par toute l'étendue de leur face inférieure, parfois fungiformes avec un pédoncule large et court. Une forte holothèque plissée recouvre le plateau commun.

Surface calicinale fortement convexe ; colonie plocœide, subcœrioïde se multipliant uniquement par bourgeonnement extracalical.

Polypierites unis par une périthèque costulée à sa surface et constituée en grande partie de traverses subhorizontales régulièrement espacées.

Calices très serrés les uns contre les autres, le plus souvent unis par des costoseptes subconfluents, parfois séparés par une étroite périthèque (fig. 10).

Muraille parathécale pouvant devenir septothécale.

Endothèque abondante, constituée à la fois de traverses subhorizontales et de pseudo-planchers interceptant complètement le lumen ; les pseudo-planchers ne traversent pas la muraille et ne correspondent pas aux différents éléments de la périthèque (fig. 11).

Septes compacts, régulièrement ordonnés en systèmes ; leur bord interne pourvu de grosses dents arrondies, régulièrement et largement espacées, à chacune desquelles aboutit une très courte ride oblique terminée par une granulation dont la saillie à l'intérieur de la cavité axiale détermine la formation de lobes arrondis (ou dents) ; leur bord supérieur est armé de dents très petites, arrondies, régulières de forme et très régulièrement espacées¹.

Pas de columelle.

1. Ce bord, généralement usé ou cassé, est difficile à observer mais son ornementation peut se reconnaître sur quelques septes en bon état.

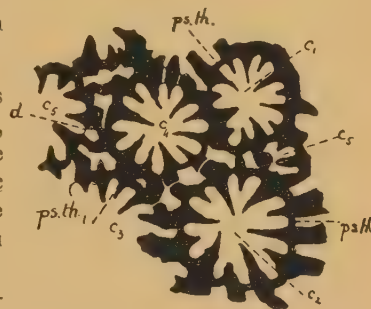


FIG. 10. — *Orbignyaenia carantonensis* D'ORB. sp. Section tangentielle passant près de la surface calicinale par 5 polypierites c_1 à c_6 pour montrer : le mode d'union des calices par des côtes non confluentes ou subconfluents et la muraille parathécale qui, par endroits, paraît septothécale par suite de l'union de septes subconfluents.

c_1 à c_6 calices (c_6 est le début d'un jeune calice produit par bourgeonnement extracalical); d. : dissépinement ps. th. pseudothèque parathécale ; en ps. th. c_1 la pseudothèque paraît septothécale.

(Dessin à la chambre claire [$\times 7,5$]).

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — *Orbignyaenia* ne peut être confondu avec *Convexastrea* D'ORB. qui, nous l'avons vu au début de ce travail, doit être classé dans les *Fungiida*.

Par son endothèque et sa périthèque constituées en grande partie de dissépiments qui peuvent s'aligner pour former des pseudo-planchers, il diffère de *Cyathophora* chez lequel l'endothèque et la périthèque sont tabulaires.

Il se distingue, enfin, de *Tetracaenia* D'ORB. et *Holocystis* LONS-

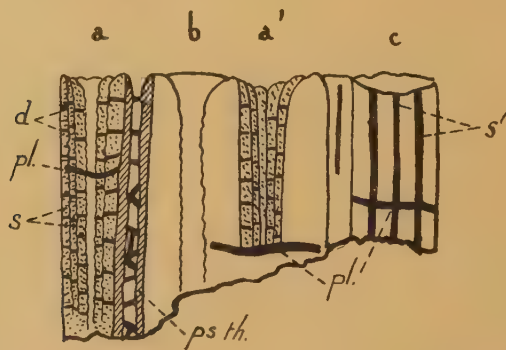


FIG. 11. — *Orbignyaenia carantonensis* D'ORB. sp. Section longitudinale coupant quatre polypierites. En a et a' elle passe par l'axe ou très près de lui; en c elle est subtangentielle et montre le bord mural S' de 2 septes; en b aucune structure ne peut être observée.

s-s' : septes; d : dissépiments; pl. : planchers; ps. th. : pseudothèque ($\times 7,5$) (dessin d'après nature).

DALE. Ces deux genres ont été mis en synonymie, pour la première fois, par M. Edwards [6, t. III, p. 326]. Nous avons retrouvé (coll. d'Orbigny, n° 5720) deux fossiles sous l'étiquette: *Tetracaenia Dupiniana* D'ORB. : ils proviennent des Croûtes (Aube) et sont certainement les types. Ils ne sont pas tout à fait identiques; chez le plus petit, les calices sont plus grands et l'appareil septal plus épais, mais les autres caractères sont analogues; même mode d'insertion septale (les éléments radiaires sont disposés en symétrie 4 et en symétrie 2 tout à la fois, la symétrie 2 déterminée par le plus grand développement d'un des 4 septes S_1 , et l'inégalité des 4 systèmes septaux), même constitution de l'endothèque et de la périthèque (l'endothèque est essentiellement tabulaire, la périthèque, peu développée, est constituée en grande partie par les parties costales entre lesquelles s'insèrent des traverses exothécales peu nombreuses et étroites).

Il n'est pas douteux que le g. *Orbignyaenia* soit différent de *Tetracaenia*. Il l'est aussi du g. *Holocystis* chez lequel la périthèque est vésiculeuse si l'on s'en rapporte à la figuration de Lonsdale (Q. J. G. S., vol. V, p. 83, 1849). Nous n'avons pu examiner un seul exemplaire du g. *Holocystis* mais si les figures qui s'y rapportent, en particulier la fig. 13, pl. IV, sont exactes on peut se demander si *Tetracaenia* et *Holocystis* sont identiques car les périthèques sont différentes et c'est seulement la nature de ces structures qui sépare le g. *Tetracaenia* du g. *Cyathophora*.

A ce nouveau genre *Orbignyaenia*, je rapporte deux échantillons de la même espèce.

Orbignyaenia cf. *Almerai* DE ANGELIS sp., 1905.]

1905. *Convexastraea Almerai* DE ANGELIS, Coralli del cretacic inf. de la Catalogna, *Palaeont. italica*, vol. XI, p. 213, tav. XIV, fig. 11.
 1923. *Convexastraea Almerai* DE ANGELIS, *Serv. Mapa geològic Catalunya*, Full 39, Vilanova i la Geltrú, p. 72.
 1937. *Convexastraea Almerai* BATALLER, La fauna corallina del Cretàcic de Catalunya. Extret d'Arxius, Nova sèrie, vol. III, fasc. 1, p. 105, fig. p. 106.

Les deux colonies sont massives, pourvues d'un fort et court pédoncule situé excentriquement; il est rejeté à la périphérie de la face inférieure chez le plus gros exemplaire. La surface calicinale, fortement convexe, présente quelques gibbosités. Les calices, mal conservés, sont usés ou empâtés par un dépôt secondaire de calcite; la détermination a été rendue possible par l'examen de plaques minces en sections tangentielle et longitudinale.

Les polypières sont généralement unis par une périthèque étroite, costulée à la surface. Les septes, confluent ou subconfluent, sont moins larges et surtout moins réguliers que ceux des échantillons figurés par de Angelis. La muraille est, comme la leur, parathécale, rarement septothécale.

L'endothèque et l'exothèque offrent les mêmes caractères que celles du génotype. Il n'existe aucune trace de columelle.

Les dimensions des calices, leur éloignement de centre à centre sont celles qu'a indiquées de Angelis.

Il existe, comme chez l'espèce catalane, 12 septes appartenant à deux ordres différents. Ceux du premier sont moins larges et surtout inégaux. On observe fréquemment le plus grand développement de l'un d'entre eux, quelquefois de deux. Les éléments du second cycle demeurent souvent rudimentaires.

Famille **Montastreinae** VAUGHAN et WELLS 1943.

Genre **Antiguastrea** VAUGHAN 1949.

GÉNOTYPE: *Astraea cellulosa* DUNCAN 1863 de l'Oligocène d'Antigua.

***Antiguastrea magna* PREVER sp. 1909.**

Pl. XXVII, fig. 5.

1909. *Leptastraea magna* PREV. in Parona, La fauna coralligena del cretaceo dei Monte d'Ocre, p. 94, tav. VI, fig. 8-8 a.

L'exemplaire de Padern est une colonie massive, subfungiforme, fixée par un large et court pédoncule. Comme ceux de l'espèce de Prever, les calices circulaires ont en moyenne 4 mm de diamètre; la largeur des espaces intercalicinaux est un peu plus faible et la colonie est subcérioïde à surface assez fortement mais régulièrement convexe. Il existe également 24 septes, appartenant à 3 ordres et répartis en 6 systèmes égaux. Dans certains calices, on observe des septes S_1 dont le bord interne est épaissi mais ce caractère ne s'applique pas à tous les septes d'un même calice et il existe des calices qui ne présentent aucun septes S_1 à bord renflé. En plaque mince on observe parfois l'union, par leur bord interne ainsi élargi, de deux septes S_1 consécutifs, et aussi, mais accidentellement, celle d'un ou de plusieurs septes S_1 avec la columelle.

Lorsque l'organe axial est légèrement déformé à sa surface par un dépôt secondaire de calcite, il peut arriver que l'ensemble formé par la columelle, les bords épaissis de quelques septes et cet apport de calcaire, offre l'aspect d'une columelle spongieuse. L'examen en lame mince montre alors que la columelle est toujours représentée par une petite lame tantôt plane, tantôt un peu arquée, le plus souvent libre mais parfois soudée à un septes S_1 .

Chez les espèces oligocènes, *Antiguastrea elegans* REUSS sp., par exemple, du Vicentin, la columelle présente une forme plus constante et les bords septaux internes, simplement arrondis, ne sont pas renflés mais seulement et rarement épaissis.

***Antiguastrea Jacobi* nov. sp.**

Pl. XXVI, fig. 10.; pl. XXVII, fig. 4.

La colonie massive, qui se présente sous forme d'un ellipsoïde aplati, paraît être constitué d'une lame encroûtante qui s'est enroulée autour d'un corps étranger dont on observe la trace à la base du pédoncule. Cette forme coloniale particulière a déjà été observée par Milne Edwards chez *Litharaca Ameliana* DEFR. sp.

Cette colonie a été figurée dans la position que nous croyons être originelle. Elle porte des calices sur toute sa surface et ne présente qu'une faible surface de fixation. Elle est subcérioïde.

Les calices, de dimension variable, toujours allongés, sont ellip-

tiques ou subpolygonaux. Ils sont généralement unis par une périthèque costulée de faible épaisseur qui, parfois même, disparaît et l'union des bords calicinaux s'effectue, alors, par la partie supérieure des murailles.

Le bourgeonnement extra-calicinal est abondant et produit de nombreux calices dont le diamètre n'a que 1,5-2 mm alors que le grand axe des calices adultes atteint 5 mm et jusqu'à 5,5 mm ; les calices jeunes, rarement circulaires, prennent, dès leur formation, la forme des adultes. Les plateaux calicinaux, en général subsuperficiels, sont rarement infundibuliformes.

Les septes, compacts, droits, libres, au nombre de 24, sont répartis entre six systèmes subégaux ; leur bord supérieur porte des dents analogues, par la forme et la grandeur, à celles des *Hélistrées* ; leur bord interne, généralement arrondi est parfois légèrement élargi, parfois cunéiforme. Si, dans un grand nombre de calices, les systèmes sont réguliers, les septes d'un même ordre égaux entre eux, les S_1 ne se différenciant des S_2 que par une largeur et une épaisseur légèrement plus grandes, il en existe cependant où, quelques septes S_2 , sont aussi larges, quelquefois même plus développés, que des septes S_1 . En général, les septes S_3 n'atteignent que la moitié de la largeur des S_1 . On observe enfin, dans quelques calices, des septes S_1 et S_2 ondulés ou arqués dans leur région interne.

La columelle est lamellaire mais de forme variable. Si, le plus souvent, c'est une petite lame plane, indépendante des septes, au moins dans sa région supérieure, il arrive que cet organe s'allonge et s'amincit, devient plus ou moins ondulé et se soude à un sept S_1 , qu'il paraît prolonger, et même à deux septes S_1 qui ne sont pas toujours diamétralement opposés.

La muraille est parathécale mais, à son niveau, se produit un certain épaississement des septes.

En lame mince, sur une section tangentielle, on observe, dans le plan médian des septes, les centres de calcification en série linéaire, sans zig-zag ; ils sont égaux, nombreux, régulièrement répartis mais nettement séparés les uns des autres. Moins fins, moins denses que chez *Heliastrea* (type *II. Forskaeli*) ils traduisent la présence de trabécules simples seulement alors qu'il existe, chez *Heliastrea*, des trabécules simples et composées et une ligne de centres en zig-zag.

L'endothèque abondante est constituée de traverses nombreuses, relativement épaisses et peu inclinées sur l'axe columellaire.

DIMENSIONS :

Haut. de la colonie..	100 mm	Distance c. à c.....	3 à $5\frac{1}{2}$ mm
Larg. max.....	68 mm	Nomb. de septes...	24
Diam. des calices...	2 à $5\frac{1}{2}$ mm		($6S_1 + 6S_2 + 12S_3$)
	(en général 5 mm)		

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — *Antiguastrea Jacobi* nov. sp. est la première espèce du genre trouvée dans le Crétacé inférieur.

Les cinq espèces décrites à ce jour sont tertiaires. Par la disposition, la forme et la grandeur des calices, l'espèce albienne offre une grande ressemblance avec *A. elegans* REUSS de l'Oligocène mais chez cette dernière le nombre de septes, qui varie chez des calices de même diamètre, est beaucoup plus élevé et l'endothèque est plus abondante.

Famille **Montlivaltiidae** DIETRICH 1926.

Sous-famille **Lasmogyrinae** VAUGHAN et WELLS 1943.

Genre ***Elasmophyllia*** D'ACHIARDI, 1875.

Elasmophyllia sp.

Pl. XXVII, fig. 2.

J'attribue à ce genre, sans pouvoir le spécifier, un fossile en mauvais état, cassé, fortement abrasé et dont la série calicinale, partiellement détruite, ne permet pas d'observation précise. Sa place, dans le g. *Elasmophyllia* ne me paraît cependant pas douteuse.

Sa forme phacéloïde, subflabelloïde, l'alignement des calices en série droite, la présence, à l'extrémité de cette série, d'un calice isolé présentant les caractères de celui des *Thecosmilia* avec, en plus, une columelle lamellaire bien développée, l'existence d'une épithèque placée sur des côtes dont les faces latérales sont fortement striées et le bord externe garni de dents fortes et régulières, la présence, enfin, d'une endothèque abondante, rappelant celle des *Montlivaltia* et des *Thecosmilia* constituent des caractères qui ne font pas hésiter sur la position systématique de l'échantillon.

DIMENSIONS :

Haut. totale.....	55 mm	Densité costale.....	13-14
Larg. totale.....	63 mm	Nomb. de septes du ca-	(pour 10 mm)
Long. de la série.....	60 mm	lice isolé.....	30

La colonie, en forme de lame dressée, plus ou moins comprimée, était fixée par un large pédoncule.

Les côtes, très fortement inégales de 2 en 2, surtout près du bord calicinal, et richement dentées sont, alternativement, très épaisses et très minces ; les plus petites ne se montrent souvent que sous la forme d'une rangée de dents égales.

L'épithèque, en majeure partie détruite, était épaisse et plissée.

Les septes sont de trois ordres : les S_1 très épais, les S_2 un peu moins larges et moins épais, les S_3 , plus minces, d'une largeur égale à la moitié de celle des S_1 .

La columelle, dont on observe des vestiges, même sur les calices

brisés, est constituée par une lame relativement mince, découpée, à son sommet, par des dents larges et saillantes.

L'observation de sections, en plaque mince, n'a pas été possible.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — La plus ancienne espèce de ce genre qui ait été décrite est *Elasmophyllia robusta* FELIX du Cénomanién de Syrie dont la forme est voisine de celle de *Thecosmilia spissa* DE FROM. et *Thecosmilia dilatata* DE FROM. Elle possède des calices peu comprimés qui tendent à rester indépendants et renferment un grand nombre de septes. L'espèce sénonienne (probablement santonienne) de la région de Gosau qui se rencontre aussi dans le Santonien corbarico-provençal, peut se caractériser par une forte densité costale.

Il ne m'a pas été possible de comparer l'échantillon de Padern aux espèces du Crétacé inférieur du Texas et cet obstacle m'a interdit sa spécification.

REMARQUE. — L'intérêt de ce fossile est qu'il représente la plus ancienne espèce européenne du g. *Elasmophyllia*.

Famille **Calamophylliidae** VAUGHAN et WELLS 1943.

Genre **Brachyseris** ALLOIT. 1947.

GÉNOTYPE : *Latomaeandra morchella* REUSS 1854 des couches sénoniennes de Gosau.

Brachyseris padernensis, nov. sp.

Pl. XXVI, fig. 1 et 2.

1909. *Latimaeandraraea astraeoides* PREVER, in Parona, La fauna coralligena del Cretaceo dei Monte d'Ocre; etc... *Mém. serv. descriz. carta geol. d'Italia*, vol. VI, p. 102, pl. IX, fig. 5-5a.

REMARQUES PRÉLIMINAIRES. — 1° La nécessité de créer le g. *Brachyseris* a été montrée dans un travail récent [1, p. 210].

2° Le fossile figuré par Prever ne peut être identifié à l'espèce sénonienne de Reuss dont j'ai pu examiner un topotype ce qui m'a permis d'en reconnaître la présence dans le Santonien du bassin corbarico-provençal.

Latomaeandra astraeoides REUSS possède des calices ou séries deux fois plus grands que l'exemplaire des Abruzzes et une densité septale plus faible. Certains calices isolés atteignent chez *astraeoides* 12 et 13 mm alors que la plus grande dimension calicinale ne dépasse pas 6 mm chez l'espèce de Prever. La densité septale, chez cette dernière, s'élève à 40; elle atteint seulement 28 chez l'autre.

3° *Lat. astracoides* PREV. est cependant à classer dans le g. *Brachyseris*.

DESCRIPTION. — Grosse colonie massive fixée par une base de faible surface, située au centre de la face inférieure, laquelle est recouverte d'une holothèque mince, peu plissée.

Surface calicinale fortement et régulièrement convexe sur laquelle on peut considérer deux régions : l'une d'elles présente des collines usées renfermant des calices, qui, protégés par la gangue, ont résisté à l'abrasion ; dans l'autre, les calices, profondément creusés, paraissent plus grands et les séries plus allongées. Celles-ci présentent de 1 à 3 centres.

DIMENSIONS :

Diam. de la surf. calicinale	120-125 mm	Long. des séries...	7 à 11 mm
Épaiss. de la colonie	64 mm	Larg. des séries...	3 $\frac{1}{2}$ à 5 mm
Diam. des calices isolés	4 à 6 mm	Nombre de septes (dans un calice de 5 mm de diam.)	60
Densité septale au som. des collines	40		

Les septes, quoiqu'ils soient très denses, sont rarement anastomosés. Ils ont de nombreuses perforations, réparties irrégulièrement ; abondants dans la région du bord interne chez certains septes, les pores sont au contraire plus nombreux dans la région médiane ou même au voisinage de la muraille chez d'autres. Leur bord supérieur, régulièrement moniliforme, traduit une structure trabéculaire qui se reconnaît facilement en plaque mince d'une section tangentielle. Les trabécules simples divergent à partir d'un axe qui coïncide avec l'emplacement de la muraille.

Des synaptiques, dans toute l'étendue des chambres interseptales mais peu nombreuses dans la région axiale ; elles sont abondantes vers la muraille et, dans la partie correspondant au sommet des collines, elles s'alignent pour former une muraille synapticolothécale.

Il existe des dissépiments dans la région murale seulement.

La columelle pariétale offre, en section longitudinale, un aspect spongieux mais apparaît comme un organe subpapilleux en section tangentielle.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Aucune espèce de ce genre ou des genres *Latomaeandra* et *Latimaeandraraea* avec lesquels *Brachyseris* peut être confondu n'a été jusqu'ici signalée dans l'Albien. Prever a décrit, du Monte d'Ocre, onze espèces de *Latimaeandraraea* qui, pour la plupart devront prendre place dans le g. *Brachyseris*. Deux de ces espèces peuvent se comparer à *B. padernensis* d'après la morphologie superficielle des calices mais leur densité septale est plus faible et leurs septes plus épais.

Famille **Trochomiliidae** POURTALES 1871.Sous-famille **Meandrininae** VAUGHAN et WELLS 1943.Genre **Placosmilia** M. EDW. et H. 1848.GÉNOTYPE : *Turbinolia cymbula* MICH. 1846, du Santonien supérieur de la Montagne des Cornes (Aude).1844. *Turbinolia* p. p. MICHELIN [8, p. 37].1848. *Placosmilia* E. H., *CR. Ac. Sc.*, t. XXVII, p. 467.1848. *Placosmilia* p. p. E. H., *Ann. d. sc. nat.*, 3^e sér., t. X, p. 233.1848. *Trochomilia* p. p. E. H., *op. cit.*, p. 236.1850. *Placosmilia* p. p. E. H., *Brit. Foss. Cor.*, *Introd.*, p. xxiv.1857. *Placosmilia* et *Trochomilia* pp. M. EDW., *Hist. nat.*, t. II, p. 151 et 270.1861. *Placosmilia* et *Trochomilia* DE FROM., *Introd.*, pp. 96 et 100.1862-1887. *Placosmilia* et *Trochomilia* DE FROM., *Paléont. franç.*, t. VIII, *terr. crét.*, pp. 219 et 253.1944. *Placomilia* ALLOIT., *Revis. coll. Michelin*, p. 47.1947. *Placosmilia* ALLOIT., *Polyp. de l'Éocène moyen de Bojnicé, Tchécoslovaquie* (en cours d'impression à Bratislava).

REMARQUE. — Des recherches que nous avons entreprises sur *Trochomilia* et *Placosmilia* il résulte qu'une révision complète de ces genres est indispensable. La plupart des espèces qui les composent présentent des caractères très différents entre elles et qui s'éloignent de ceux des types. Les premiers résultats de notre étude sont résumés dans deux notes qui seront très prochainement l'objet de communications à l'Académie des Sciences.

Placosmilia recta nov. sp.

Pl. XXVI ; fig. 3 et 4.

Possède les mêmes caractères génériques que *Placosmilia cymbula* MICH. sp.

DESCRIPTION. — Polypier flabelloïde, fortement comprimé, portant une large cicatrice de fixation.

DIMENSIONS :

Haut. totale.....	54 mm	Densité costale au bord du	
Long. de la série calicinale	44 mm	calice.....	7 à 8 pour 10 mm
Larg. max. de la série...	17 mm	Nomb. de septes.....	88-90
Long. de la cicatrice de			
fixation.....	20 mm		

Sauf au voisinage de la base, les petits côtés sont subverticaux, sub-parallèles ce qui donne au fossile un aspect trapézoïdal.

Une épithèque mince, plissée, en grande partie disparue, s'étendait, jusqu'au bord calicinal, sur toute la hauteur de la muraille.

Les côtes, droites, simples (jamais ramifiées, même sur les petits

côtés), sont fortement inégales de 2 en 2 ; les plus grosses, dont l'épaisseur varie entre la base et le calice, peuvent atteindre 1,5 mm d'épaisseur et ont rarement moins de 1 mm. ; les côtes intercalaires sont, au contraire, très minces et parfois réduites à un filet.

Elles sont reliées entre elles par une exothèque très abondante dont les traverses, à peu près équidistantes (6 environ sur une hauteur de 5 mm), sont presque horizontales ou, parfois, légèrement convexes ou légèrement concaves.

Le calice, elliptique, est fortement comprimé (le rapport de ses axes $\frac{a}{A} = 0,4$ environ) ; la fossette calicinaie, très longue, est aussi très étroite.

Les septes compacts, très inégaux, sont de trois ordres. Ceux des deux premiers sont très épais, droits, leur section cunéiforme, leur bord interne simplement arrondi, jamais épaissi ni étalé ; les S_2 sont légèrement moins épais et moins larges ; ceux du troisième ordre sont très minces et de largeur parfois très réduite. Les bords supérieurs et internes n'ont pu être observés entièrement, mais des vestiges de dents larges et épaisses ont été relevés au bord supérieur de quelques septes S_1 .

L'endothèque est abondante dans toute l'étendue du lumen sauf au voisinage de la cavité axiale ; ses dissépinents développés à des intervalles subéquidistants, sont épais et peu inclinés sur l'axe.

Une columelle lamellaire, compacte et continue, s'étend sur toute la longueur de la fossette ; elle mesure 28 mm ; le rapport de sa longueur à celle du grand axe calicinaie est élevé $\left(\frac{\text{Col.}}{A} = \frac{28}{44} = 0,64\right.$, soit près des $\frac{2}{3}$ du grand axe).

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Il est à remarquer que *Pl. recta* présente, comme l'espèce des Abruzzes : *Pl. crassisepta* PREV., un appareil septo-costal très épais mais *Pl. crassisepta*, beaucoup moins comprimée, possède seulement 22 septes et une columelle relativement beaucoup moins large $\left(\frac{\text{col.}}{A} = \frac{1}{3}\right)$. *Pl. crassicostata* Coq. sp., du Carentonien de Batna, dont le polypier est cunéiforme, possède un calice fort comprimé, arrondi à ses extrémités, des côtes subégales, peu épaisses et une densité septale plus élevée. *Pl. recta* ne peut se comparer ni à *Pl. urgoniensis* Koby, seule espèce aptienne du genre, ni à *Pl. magnifica* DUNCAN des Upper Greensand du Devonshire. Avec celle-ci, il faut cependant signaler un caractère commun : la même constitution de l'endothèque. De plus, l'espèce de Padern n'offre aucune ressemblance avec les formes connues du Turonien et du Sénonien.

Il était nécessaire enfin, avant de créer cette nouvelle espèce,

de s'assurer qu'on ne pouvait l'identifier à aucune des espèces crétacées rapportées au genre *Trochosmilia*. De très nombreuses espèces de ce genre doivent changer de place dans la classification. Je n'ai trouvé dans les formes crétacées attribuées au g. *Trochosmilia* aucune forme comparable à *Pl. recta*.

CONCLUSIONS.

La faune coralliaire de Padern, presque uniquement constituée de formes coloniales (une seule espèce possède un polypier simple), est une faune récifale qui vivait dans des eaux relativement chaudes et peu profondes. C'est la première, bien datée, qui ait été trouvée dans l'Albien. Elle ne possède des affinités qu'avec celle du Monte d'Ocre dans les Abruzzes, d'âge céno-manien d'après les auteurs italiens.

Sur ses neuf espèces, quatre se rencontrent dans le récif italien (*Stylina Cremaï* PREV. sp. ; *Orbignyaenia* cf *Almerai* DE ANGELIS sp. ; *Antiguastrea magna* PREV. sp. et *Brachyseris padernensis* nov. sp. (= *Lat. astraeoides* PREV.). Il est possible, en outre que *Cyathophora corbariensis* nov. sp. s'identifie à *Cyathophora turonensis* PREV. (non de FROMENTEL). J'ai pu m'assurer, en effet, en étudiant l'holotype, que l'espèce de Fromentel appartient à un genre autre que *Cyathophora* ; on y reconnaît une structure voisine de celui-ci mais aussi la présence d'un organe axial spongieux à sommet papilleux. Pour l'introduire dans la systématique il est nécessaire de créer un nouveau terme : *Neostylina*.

Si, comme je le crois, l'espèce de Prever est identique à *Cyathophora corbariensis*, sur neuf espèces de Padern, cinq se retrouvent dans le récif des Abruzzes. Cette proportion est sans doute suffisante pour que soit remis en discussion l'âge du gisement italien. D'après les renseignements verbaux donnés par J. Pfender, pour les Hydrozoaires, et par G. Termier-Delpey pour les Gastéropodes et, en particulier, les Nérinées, le Monte d'Ocre serait plutôt d'âge albien, peut-être vracconnien, plutôt que céno-manien.

Il y aurait intérêt à revoir les déterminations de Prever. Le seul examen de ses figurations, en général assez mauvaises, prouve que certaines erreurs ont été commises notamment en ce qui concerne *Polytremacis Blainvillei* (du genre *Orbignyaenia* probablement), *Favia Felixi* (qui ne présente pas le bourgeonnement intracalical des Favies), *Orbicella Simonyi* et *sulcatolamellosa* (qui appartiennent à un autre genre et d'autres

espèces), *Diplocaenia* (sans doute *Heliocaenia*), *Phyllocaenia plana* (probablement du g. *Cyathophora*), etc...

La présence de *Stylina Cremaï* PREV. sp. dans la faune de Padern m'a obligé à réviser la synonymie très compliquée, et confuse, du g. *Stylina* et de procéder à une analyse précise de la structure de ce genre. Ce travail, amorcé dans des travaux antérieurs, m'a porté à étudier les génotypes de la plupart des genres de d'Orbigny et autres auteurs mis en synonymie avec *Stylina*, à reconnaître des structures variées et à établir une liste des genres à conserver, à réunir ou à abandonner.

Pour me permettre une détermination précise et m'entourer de toutes garanties dans la création de deux espèces nouvelles, je me suis livré à une étude complète de *Cyathophora Richardi*, à une critique de sa synonymie, et j'ai établi une nouvelle diagnose.

Ce travail m'a conduit aussi à créer le genre *Orbignycaenia* destiné à recevoir une partie des espèces attribuées au g. *Cryptocaenia* qui tombe en synonymie.

Par ses *Stylines*, *Cyathophores* et *Orbignycaenia* la faune de Padern présente des caractères archaïques. Les espèces à endothèque tabulaire, communes au Jurassique, deviennent rares au Crétacé. J'en ai reconnu dans le Cénomaniens des Charentes ; il en existe dans le Turonien des Corbières mais je n'en ai pas trouvé dans les 150 espèces que j'ai pu distinguer dans le Turonien d'Uchaux.

Le genre *Cyathophora* disparaît au Turonien.

Ce prolongement de structures jurassiques dans l'Albien des Corbières méridionales n'est pas particulier aux Anthozoaires ; ce même caractère a été reconnu pour les Trigonies par M^{lle} Receveur.

Cependant qu'avec ces espèces tabulées la faune présente des caractères anciens, une forme nouvelle apparaît avec le genre *Antiguastrea*, dont le plus ancien représentant était, jusqu'ici, d'âge éocène. Ainsi ce genre, caractéristique des formations d'Antigua (Indes occidentales) existait déjà à l'Albien dans la Mésogée. Il en est de même du g. *Elasmophyllia* dont la plus vieille espèce mésogéenne appartenait au Cénomaniens de Syrie.

BIBLIOGRAPHIE

1. P. HUPÉ et J. ALLOITEAU. — Polyp. du Gargasien aragonais. De Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas etc., vol. VI, Barcelone, 1946-1947.
2. GREGORY. — Jurassic fauna of Cutch, *Palaeont. Indica*, ser. IX, vol. II, Part II, 1900.
3. Koby. — Polyp. jurass. de la Suisse. *Mém. Soc. paléont. Suisse*, vol. VII à XVI, Genève, 1881-1887.
4. FRÉCH. — Die Korallenfauna der Trias. *Paleontographica*, vol. XXXVII, p. 1-116, 1890.
5. REUSS A.-E. — Beitr. zur Characterist. der Kreidesch. in den Ostalpen..., *Denksch. Ak. Wissensch.*, Wien, vol. VII, 1854.
6. MILNE EDWARDS. — Hist. nat. des Coralliaires, t. II et III, 1856-1857.
7. HACKEMESSER. — Eine kretaz. Korallenf. aus Mittelgriechenland, *Paleontograph.*, vol. LXXXIV, Abt. A, 1936.
8. MICHELIN. H. — *Iconographie zooph.*, 1840-1847.
9. ETALLON, A. — Études paléont. sur le Haut-Jura. Rayonnés du Corall., *Mém. Soc. Émul. Doubs*, vol. III, 1858.
10. COTTREAU. — *Annales Paléont.*, t. XX, 1931.
- 10 bis. — *Ibid.*, t. XXIV, 1935.
11. LEYMERIE, A. — Statistique géolog. et minéral. du départ. de l'Aube, 1846.
12. VAUGHAN et WELLS. — Revis. of the subord., fam. and genera of the Scleractinia, *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, n° 44, 1943.
13. GUETTARD, M. — Mém. sur diff. part. des Sciences et des Arts, vol. II et III, 1770.
14. M. EDWARDS et HAIME. — Polyp. foss. des terr. paléoz., Paris, 1851.
15. Mc Coy, F. — On some new Mesoz. Radiata. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, ser. 2, vol. II, p. 397-420, 1848.
16. M. EDWARDS et HAIME. — A monograph. of the Brit. foss. Corals. *Paleontogr. Soc. London*, 1850-1854.
17. FROMENTEL, E. DE. — Descript. des pol. foss. de l'ét. néocomien. *Bull. Soc. sc. nat. Yonne*, 1837.
18. COTTREAU. — *Annales Paléont.*, t. XXIII, 1934.
19. GOLDFUSS, A. — *Petrefacta Germaniae*, 1826-1829.
20. GREGORY, J. W. — *Dendroseris* n. g. and other corals from Trinidad. *Geol. Mag.*, vol. LXVI, 1929.
21. TOULA, F. — Geolog. Untersuch. im centralen Balkan. *Denkschr. kais. Akad. Wissensch.*, Wien, vol. LV, 1889.
22. LONSDALE, W. — Notes on fossil Zooph... *Q. J. G. S.*, London, vol. V, 1849.
23. THÉVENIN. — *Annales Paléont.*, t. II, p. 171, pl. X. — 1907.
24. ORBIGNY, A. D'. — Catal. des esp. foss. de Mollusques bryozoaires, de Polyp. et d'Amorphoz. de l'ét. néocomien. *Rev. Magaz. Zool.*, p. GUÉRIN, 2^e sér., t. II, 1850.
25. CORROY, G. — Le Néocomien de la bord. or. du bassin de Paris. Thèse. 1925.
26. ALLOITEAU, J. — Revis. de la coll. Michelin. — *Mém. Mus. nat. Hist. Nat.*, nouv. sér., t. XVI, fasc. I, 1941.

27. ALLOITEAU, J. — Polyp. de l'Éocène moyen de Bojnicé. Tchécoslovaquie (*en cours d'impression*).
28. WELLS, J.-W. — Jurassic Corals from the Smackover Limestone, Arkansas, *Journ. Paléont.*, vol. XVI, n° 1, 1942.
29. — Lower cretaceous Corals from Trinidad. *Ibid.*, vol. XXII, n° 5, p. 611, 1948.
30. DEFRANCE. — Dictionnaire des Sc. nat., art. Zoodhytes, t. XLII, Paris, 1826.

EXPLICATIONS DES PLANCHES XXVI ET XXVII

PLANCHE XXVI.

- FIG. 1. — *Brachyseris padernensis* nov. sp., vue de la surf. calicinale, $\times 1$.
- FIG. 2. — *Id.*, section tangentielle, $\times 3$.
- FIG. 3. — *Placosmiläa recta* nov. sp., vue du calice dont une partie a été polie, $\times 1$.
- FIG. 4. — *Id.*, vue d'un des grands côtés.
- FIG. 5. — *Stylina Cremaï* PREV. sp., vue de la surf. calicinale, $\times 1$.
- FIG. 6. — *Orbignyaenia carantoniana* D'ORB. sp., vue de la surf. calicinale, $\times 1$.
- FIG. 7. — *Stylina Cremaï* PREV. sp., section tangentielle, $\times 3$.
- FIG. 8. — *Cyathophora corbariensis* nov. sp., vue de la surf. calicinale, $\times 1$.
- FIG. 9. — *Orbignyaenia carantoniana* D'ORB. sp., partie de la surf. calicinale, $\times 4$.
- FIG. 10. — *Antiguastrea Jacobi* nov. sp., vue de la surf. calicinale, $\times 1$.

PLANCHE XXVII.

- FIG. 1. — *Cyathophora Jacobi* nov. sp., vue de la surface calicinale, $\times 1$.
- FIG. 2. — *Elasmophyllia* sp., vue de l'un des grands côtés, $\times 1$.
- FIG. 3. — *Cyathophora corbariensis* nov. sp., section polie longitudinale, $\times 1$.
- FIG. 4. — *Antiguastrea Jacobi* nov. sp., partie de la surf. calicinale, $\times 4$.
- FIG. 5. — *Antiguastrea magna* PREV. sp., section tangentielle, $\times 3$.
- FIG. 6. — *Stylina Cremaï* PREV. sp., vue de profil, $\times 1$.
- FIG. 7. — *Cyathophora Jacobi* nov. sp., section verticale, $\times 3$.
- FIG. 8. — *Id.*, vue de profil, $\times 1$.
- FIG. 9. — *Orbignyaenia carantoniana* D'ORB. sp., vue de profil, $\times 1$.

LA TECTONIQUE D'ÉCOULEMENT PAR GRAVITÉ ET LA STRUCTURE DES ALPES

PAR **M. Gignoux**¹.

Résumé. — Vues à l'échelle de temps et d'espace des phénomènes orogéniques, les roches n'ont plus du tout les mêmes propriétés physiques que dans notre expérience quotidienne ; les roches les plus dures se comportent comme des fluides et peuvent couler sous l'influence de la seule gravité, ainsi que l'avaient déjà suggéré beaucoup de tectoniciens alpins. Des travaux récents de géophysiciens français et américains (théorie des « modèles réduits ») sont venus préciser cette notion. Pouvant couler en surface, les roches le peuvent aussi en profondeur ; la tectonique profonde classique, qui est une tectonique de compression entre des blocs rigides, doit donc être aussi remplacée par une tectonique d'écoulement, dont les moteurs seraient des courants de convection descendants ou ascendants. Applications à quelques notions générales (indépendance des nappes et du modelé orographique, mouvements épirogéniques, discontinuité des écoulements, zones de racines devenant des zones de succion) et hypothèses sur la structure des zones internes des Alpes françaises.

L'intervention de la gravité dans la mise en place des nappes alpines avait été timidement évoquée par les fondateurs mêmes de la théorie des nappes (H. Schardt en particulier) ; mais depuis, cette notion était complètement laissée de côté dans les grandes synthèses classiques de la chaîne alpine (M. Lugeon, E. Argand, P. Termier, R. Staub).

C'est principalement à D. Schneegans [30]² que revient l'honneur de l'avoir récemment remise en vigueur. Il nous a montré que la couverture tertiaire de la zone du Briançonnais s'était, à l'Oligocène, déversée, écoulée vers l'W, en donnant naissance à une immense nappe dite « *nappe du Flysch de l'Embrunais-Ubaye* », dont le charriage peut être évalué à un minimum de 20 ou 30 km. Remarquons que ce Flysch est le sédiment *le plus récent* que nous connaissions dans ces zones internes des Alpes : aucun « traîneau écraseur » n'a pu le surcharger ; il n'est donc point laminé, mais s'est écoulé en ondes souples, comme du

1. Note présentée à la séance du 22 novembre 1948.

2. Les chiffres entre crochets renvoient aux numéros de la liste bibliographique en fin d'article ; je n'y ai point reproduit certaines des références déjà données dans [11] ; notons aussi, que, pour plus de brièveté, je n'ai pas développé ici quelques-unes des idées exposées dans mes publications antérieures (surtout [11]).

miel ou du goudron. On ne peut guère concevoir que cet écoulement soit dû à une poussée en bloc exercée à l'arrière, à ce que j'ai appelé une « *vis a tergo* » car cette expression m'a paru très suggestive pour qualifier l'idée que nous nous faisons, depuis Argand, du mécanisme de la progression des nappes. Mais, quand nous voyons par exemple les nappes préalpines, sorte de pellicule épaisse seulement de 1 à 2 km, s'avancer sur une longueur de 50 à 100 km, il nous est bien difficile d'admettre que des « poussées » puissent se transmettre jusqu'au front de ces masses plus ou moins plastiques et en assurer la progression. Et je ne suis pas le seul à avoir fait depuis longtemps cette réflexion : dans son « *Einführung in die Geologie* » [3], le célèbre pétrographe et tectonicien allemand H. Cloos avait fait la même remarque, mais incidemment, et sans aller jusqu'au bout des conséquences qu'elle comporte.

M. Lugeon s'est immédiatement associé aux idées de Schneegans [24], que nous avons déjà développées et explicitées dans diverses publications ; et il a été imité par un grand nombre de géologues alpins de toutes nationalités (voir [11]).

J'ai montré que parmi ces subites conversions aux idées nouvelles, certaines avaient été un peu hâtives et avaient parfois conduit à des *interprétations incorrectes*, sur trois points principaux :

1° Il est vain de vouloir « démontrer » la nouvelle théorie par la seule analyse des coupes géologiques, connues depuis longtemps, des plis et des nappes des Alpes.

2° On a parfois confondu (dans le Jura en particulier) les véritables écoulements par gravité avec des *glissements* de pans de roches rigides (calcaires) sur des talus marneux modelés par l'érosion (collapse structure).

3° En effet, il est absurde de croire que le cheminement des nappes ait pu être guidé et commandé par le relief topographique dû à l'érosion (ancienne notion des « *Reliefüberschiebungen* »). Si nous admettions qu'une nappe ait pu s'écouler en descendant dans le fond d'une vallée, comme un glacier, comment pourrions-nous concevoir que les versants de cette vallée, formés de roches analogues à celles de la nappe (par ex. Flysch charrié sur Flysch autochtone) ne s'écoulent pas aussi ? La vallée se comblerait par écoulement des versants aussi vite que la nappe tendrait à s'y engager ; ou alors il faudrait admettre que la nappe est poussée par une « vertu ambulatoire », qui représenterait la *vis a tergo* des anciennes théories, tandis que les versants n'auraient pas la même vertu.

Nous devons donc admettre que les vallées se creusent et que leurs versants se modèlent avec une vitesse incomparablement supérieure à celle à laquelle peuvent se manifester les écoulements par gravité; dans le premier cas, il faut vivre à l'échelle de temps de l'érosion, de la dynamique externe, que j'ai appelée « l'échelle géographique »; dans le second, il faut se placer à l'échelle de temps des phénomènes *orogéniques*, qui est précisément celle de l'écoulement par gravité. J'ai montré qu'une comparaison avec les glaciers peut nous aider à comprendre les rapports entre ces deux phénomènes superposés, mais se manifestant à des échelles de temps si différentes.

I. *La tectonique expérimentale sur modèles réduits.* — Nous sortons là du domaine de l'observation, qui est celui des géologues alpins, pour pénétrer dans celui des théories et de l'expérimentation, celui des géophysiciens et des ingénieurs. Dans mon article antérieur [11], je n'y avais été guidé que par les publications de J. Goguel [16, 17], et de F. Blondel, R. Maillet, R. Pavans de Ceccaty [26, 27]; depuis j'ai pris connaissance de divers travaux américains qui sont venus confirmer d'une manière remarquable les enseignements que nous avaient apportés l'étude de R. Maillet et R. Pavans de Ceccaty.

Rappelons d'abord que la notion de « modèle réduit » ou « agrandi » est à la base même de toute représentation scientifique de la matière et de l'univers. Un *physicien* qui raisonne sur la structure de la molécule ou de l'atome est obligé, consciemment ou non, d'avoir devant les yeux un modèle agrandi de la molécule où les atomes, les noyaux, les électrons sont représentés par de petites boules. Inversement, un *astronome* qui veut se représenter la structure de l'univers se figure les astres comme de petites sphères se déplaçant dans un espace grand comme sa chambre; et c'est cet univers réduit qui servira de substratum concret à ses raisonnements.

Nous, *géologues*, ne faisons pas autre chose. Nos *cartes* et nos *coupes géologiques* sont des modèles réduits: nous ne pouvons embrasser les Alpes d'un seul coup d'œil; nous les réduisons par la pensée à la dimension de notre table de travail. Cela va très bien quand nous voulons nous représenter la structure actuelle des Alpes; cela suffit encore quand nous voulons reconstituer l'histoire de la chaîne, sa cinématique; nous dessinons alors une succession de coupes et au besoin nous les relions en un dessin animé, comme l'a fait L. Moret.

Tant qu'il ne s'agit que de statique ou de cinématique, les *matériaux* dont sont bâtis ces modèles réduits restent imaginaires et quelconques, représentés sur nos dessins par des « figurés » ; ces matériaux n'intervenaient presque pas dans les raisonnements de l'ancienne tectonique, celle de P. Termier par ex. ; ils interviennent un peu plus maintenant, depuis que s'introduit de plus en plus la notion fondamentale d'« *écoulement différentiel* » (dont le terme extrême est, par exemple, la tectonique salifère ; voir [6]).

Mais si nous voulons raisonner sur les forces qui déforment l'écorce terrestre, alors nous ne pourrons plus nous contenter de dessins ; il nous faudra fabriquer, ou tout au moins imaginer, un modèle « *dynamique* » réduit, construit en matériaux sur lesquels nous ferons agir des forces, des « contraintes » capables de les déformer ; quels matériaux allons-nous choisir pour cela ?

Pour faire comprendre l'importance de ce choix, nous allons user d'une comparaison familière due à M. King Hubbert [21]. Si nous voulions, dit ce géologue américain, appliquer la méthode des modèles réduits à l'étude des mouvements, de la *cinématique*, de l'homme, nous nous représenterions un petit homme haut de 20 cm, par exemple. Nous dessinerions ses attitudes sur une feuille de papier, nous pourrions même en faire un dessin animé. Mais si nous voulons raisonner sur sa *dynamique*, tout change. Si nous nous imaginons notre homme réduit construit avec les mêmes matériaux, les mêmes os, les mêmes muscles qu'un homme vrai, quel sera le résultat ? Nous le devinons : notre homme réduit serait comparable à un petit écureuil, qui est en effet construit avec les mêmes os et les mêmes muscles que l'homme réel, ou à une sauterelle : il pourrait sauter à 10 fois sa hauteur et tomber d'un étage sans se faire de mal : nous aurions ainsi une idée tout à fait fautive du comportement de l'homme réel. Il nous faudra donc faire choix, pour notre homme réduit, d'un matériau exactement approprié : sa puissance musculaire, sa densité, devront être calculées avec une rigoureuse précision, si nous voulons que cet homme réduit puisse, comme l'homme réel, sauter à 1/3 de sa hauteur, mais pas plus, ni moins.

Nous devons faire de même pour nos modèles réduits de tectonique. Ces montagnes réduites, que les géologues ont étudiées sur le terrain en chair et en os, doivent être aussi, comme notre homme réduit, construites en chair et en os, mais en des chairs et en des os, c'est-à-dire en des roches fictives, qui ne sont nullement pareilles aux roches réelles des montagnes. Leurs caractéristiques physiques devront être *soigneusement calculées*.

Ce sont précisément de tels calculs que savent faire les *ingénieurs* qui, pour étudier des ouvrages trop grands pour être réalisés matériellement en Laboratoire (par exemple de grands barrages de retenue, des avions, etc...), les réalisent en modèles réduits.

Toutes les propriétés physiques d'un matériau, sa densité, sa viscosité (capacité d'écoulement), son élasticité, sa rigidité (résistance à la rupture) peuvent s'exprimer en fonction de 3 unités fondamentales, qui sont généralement la longueur, la masse, le temps (système c. g. s.). Pour construire notre modèle réduit, nous pourrions choisir les « rapports de similitude » dans lesquels nous réduirons (ou agrandirons) ces trois grandeurs fondamentales. Par exemple nous conviendrons que 1 cm du modèle correspond à 1 km de l'objet : le rapport de similitude pour les longueurs sera alors $l = 1 \text{ cm}/1 \text{ km} = 10^{-5}$. Pour le temps, nous pouvons supposer que le phénomène orogénique ayant duré 1 million d'années devra pouvoir être reproduit en 10 minutes : le rapport de similitude des temps sera $t = 1 \text{ min.}/1 \text{ million d'années} = \text{environ } 2 \times 10^{-12}$.

Parmi les propriétés physiques des matériaux de notre modèle, il en est une qui nous intéresse tout spécialement, c'est leur viscosité, qui exprime leur « capacité de déformation » sans rupture. Et les physiciens nous apprennent que le rapport de similitude (w) de la viscosité est donné par la formule $w = m \times l^{-1} \times t^{-1}$, où m , l et t représentent les rapports de similitude pour les masses, les longueurs et les temps. Cette formule nous permettra ainsi de calculer la viscosité du modèle en fonction de celle de l'objet, ou inversement.

A ma connaissance, ce problème a été abordé pour la première fois en France par nos confrères MM. Blondel, Maillet et Pavans de Ceccaty [26, 27] qui sont à la fois des géologues et des ingénieurs.

Je me bornerai ici à rappeler leur conclusion. Si, disent-ils, nous voulons reproduire en modèle réduit, qui puisse tenir sur une table de travail, et dans un temps suffisamment bref (10 ans), la formation d'une chaîne de montagnes de plusieurs centaines de kilomètres de large et qui a duré un million d'années, ce modèle devra être construit avec un matériau extrêmement fluide, dont les caractéristiques physiques seraient à peu près celles d'une « pâte dentifrice diluée ».

Or, jusqu'à présent, quand nous voulions raisonner sur les phénomènes de plissements et de charriages, nous nous représentions un modèle réduit construit, non pas avec des roches dures, réelles¹, mais avec des matières un peu souples et défor-

1. En effet, en restant dans le cadre d'espace et de temps des expériences de Laboratoire, les ingénieurs qui ont étudié la résistance des matériaux nous ont appris que des roches dures (par exemple des calcaires lithographiques) ne peuvent être déformées notablement sans rupture que sous des pressions et à des températures très supérieures à celles qui ont pu régner dans les régions de l'écorce terrestre où se sont produits les plis et les nappes des Alpes (v. GOGUEL [16]).

mables, comme des feuilles de carton, des étoffes, de la cire molle, des lames de plastiline, même d'argiles, juste assez plastiques pour que nous puissions les voir se déformer et s'écouler sous des contraintes convenablement réparties. C'est ce qu'ont fait tous les géologues qui ont réalisé effectivement des modèles de tectonique expérimentale. Parmi ceux qui sont allés le plus loin dans cette voie, citons en particulier H. Cloos [3], qui a construit ses modèles en argiles molles et pâteuses, et Kuenen [23], qui a représenté l'écorce terrestre en faisant flotter sur de l'eau une lame formée d'un mélange de paraffine, de vaseline et d'huile¹; dans tous ces modèles non calculés, pour faire apparaître des plis plus ou moins analogues à ceux de nos chaînes de montagnes, il faut recourir à des compressions ou à des surcharges; d'où l'idée très ancienne que les plissements de l'écorce terrestre ne pouvaient s'expliquer que par des « poussées » latérales.

Mais maintenant, R. Maillet et R. Pavans de Ceccaty nous apprennent que ces modèles étaient mal calculés: il faut les réaliser, ou tout au moins les concevoir, en « pâte dentifrice ». Dans ces conditions, il n'est plus question que notre matériau puisse transmettre des poussées et assurer la progression des nappes par une *vis a tergo* appliquée dans la région des « racines »: c'est bien la seule gravité qui sera responsable des plissements et des charriages.

A une conclusion identique arrive aussi M. King Hubbert; et, curieuse coïncidence, sans connaître le travail de R. Maillet et R. Pavans de Ceccaty, il emploie aussi la même expression de « pâte dentifrice (toothpast) ». Mais il va plus loin, car il analyse un phénomène de déformation de l'écorce terrestre qui se produit sous nos yeux.

Il s'agit du soulèvement *postglaciaire* et actuel qui affecte les vieux Boucliers canadien et scandinave. Pour le *Bouclier scandinave*, les géologues de ce pays nous ont appris qu'il s'était déprimé de 275 m sous la surcharge de la calotte de glace quaternaire, et que, depuis la fonte des glaces, il se soulève; et ce soulèvement dure encore, car il se produit avec un certain retard, dû précisément à la viscosité de l'écorce terrestre; sa vitesse actuelle est de 1 m par siècle au fond du golfe de Botnie, centre de la dépression, et de 0,4 cm par an à Helsinki; depuis 10.000 ans, la valeur de ce soulèvement atteint 100 m; le rayon de l'aire déprimée est d'environ 1.000 km.

Nous connaissons ainsi toutes les *caractéristiques numériques*

1. Une étude critique du modèle de KUENEN a été faite par D. GRIGGS [18].

de ce phénomène de déformation; et les géophysiciens finnois, par simple application des lois de la Mécanique des Fluides, ont pu calculer la *viscosité moyenne* des roches dures qui constituent le tréfond du Bouclier; ils trouvent une valeur d'environ 10^{22} poises¹.

L'artifice des modèles réduits va nous permettre de retrouver ce chiffre, par une méthode indirecte et moins précise.

Supposons en effet, nous dit King Hubbert, que nous voulions réaliser ce même phénomène en modèle réduit. Nous imaginerons alors un fluide visqueux remplissant une cuvette, et à la surface duquel une dépression de 10 cm de rayon (au lieu de 1.000 km), profonde de 0,0275 mm (au lieu de 275 m) verra son fond soulevé de 0,01 mm (au lieu de 100 m) en 10 minutes (au lieu de 10.000 ans). Quelle devra être la viscosité de ce fluide? Un miel (viscosité 40 poises) serait beaucoup trop fluide, car notre dépression se comblerait en une fraction de seconde; un asphalte (viscosité 6×10^6 poises) serait un peu trop visqueux: le soulèvement demanderait une ou plusieurs heures. King Hubbert estime ainsi que le matériau à choisir devrait avoir une viscosité d'environ 10^5 poises; il serait comparable, nous dit-il, à une solution visqueuse de silicate de soude (waterglass) ou à une pâte dentifrice (toothpaste). De fait, en appliquant les formules de similitude², la viscosité admise pour le modèle (10^5) nous permet de calculer celle de l'objet, c'est-à-dire de l'écorce terrestre, pour laquelle nous retrouvons bien une valeur d'environ 10^{21} ou 10^{22} poises, du même ordre de grandeur que celle indiquée plus haut.

Et maintenant, cette viscosité étant connue, nous pouvons nous en servir pour calculer la *vitesse de l'écoulement par gravité* de roches aussi dures que celles qui constituent le socle du Bouclier scandinave.

King Hubbert donne l'exemple numérique suivant: imaginons une falaise verticale haute d'environ 400 m. La strate rocheuse qui constitue la base de cette falaise va tendre à s'écouler par gravité, c'est-à-dire à s'allonger sous la surcharge des couches supérieures. Le calcul montre que la valeur de cet allongement sera en 10 ans de l'ordre de 1 millionième, c'est-à-dire pratiquement nul, mais que, en un million d'années il sera de $1/10^6$, ce qui est très appréciable. C'est là précisément l'ordre de grandeur de la durée que nous, géologues, sommes conduits à admettre pour la formation des chaînes de montagnes et la progres-

1. La poise est l'unité c. g. s. de viscosité; pour fixer les idées, rappelons que la viscosité 1 est celle d'une huile de graissage; la viscosité de l'eau serait d'environ 10^{-2} , celle d'un miel, 40, celle d'un asphalte, 10^6 ou 10^7 .

2. Nous n'avons pas tenu compte ici de certains points de détail (l'intervention de la densité, de l'accélération de la pesanteur, de l'inertie) qui ne changent pas les ordres de grandeur de nos chiffres; voir leur discussion dans KING HUBBERT [1] et dans GRIGGS [18].

sion des nappes : *le million d'années est l'unité de temps orogénique*, tandis que l'unité de temps de l'ingénieur expérimentateur est la minute, l'heure ou la journée.

Il y a donc là, me semble-t-il, une véritable démonstration de la possibilité d'un écoulement par gravité pour les roches les plus dures.

Cette démonstration était d'ailleurs à peine utile (pour beaucoup de mes lecteurs, non pour moi) puisque la plupart des tectoniciens alpins admettent l'écoulement par gravité, même sans qu'on ait eu besoin de le leur démontrer mathématiquement. Mais, ce qui est peut-être plus utile, c'est de leur faire entrevoir les multiples et lointaines conséquences auxquelles conduit logiquement la théorie qu'ils ont adoptée.

II. — *Tectonique superficielle et tectonique profonde ; les courants de convection.* — La grande majorité de ces tectoniciens, en effet, admettent bien l'écoulement par gravité pour les nappes et les plis, pour la *tectonique de surface* ; ils admettent volontiers que les couches superficielles de l'écorce terrestre doivent être comparables à notre pâte dentifrice diluée. Mais, pour la *tectonique profonde*, ils continuent à croire à l'existence, dans le tréfonds, de blocs rigides, de vieux socles de granites et de roches cristallines ; c'est la compression entre ces vieux socles, ce « vieux matériel » d'E. Argand, entre ces « serres », pour reprendre une autre expression argandienne, qui ferait jaillir des profondeurs géosynclinales notre pâte dentifrice, comme sortant d'un tube pressé entre les doigts ; et ce n'est qu'ensuite, après avoir débordé par l'orifice de ce tube que cette pâte s'écoulerait par gravité. En usant d'une expression employée pour la théorie de la relativité, nous pourrions dire que la plupart des géologues admettent un écoulement « restreint » mais non « généralisé ».

Mais d'abord les *roches anciennes* peuvent fort bien participer à cette tectonique superficielle d'une libre écorce souple : nous savons le rôle que jouent les terrains anciens dans les nappes des Alpes orientales. Plus près de nous, dans les parois du Cervin et de la Dent-Blanche, E. Argand a dessiné de magnifiques charnières souples dans les granites, les gneiss et les amphibolites des séries de Valpelline et d'Arolla. En France, dans la zone subbriançonnaise, R. Barbier [1] nous a montré que si le socle ancien n'était pas en général engagé dans les plissements souples de la couverture, c'est à cause de la présence, entre socle et couverture, de zones très plastiques, lubrifiantes, comme le Trias salifère (ou les marnes oxfordiennes). La

preuve, c'est que, dans certaines cordillères subbriançonnaises, où ces zones lubrifiantes manquent par érosion, quand par ex. le Flysch est directement transgressif sur le Cristallin, alors on voit ce Cristallin s'engager lui aussi dans les plis superficiels.

Et alors, ces roches dures, vieilles, dont nous admettons qu'elles peuvent couler en surface, pourquoi voudrions-nous les empêcher de couler aussi dans les zones profondes ? et les mots qui conviendront alors pour décrire les déformations de ces masses profondes seront toujours ceux d'écoulement, de courants.

Nous retombons ainsi sur cette vieille notion des « *courants profonds* », des « *Unterströmungen* » d'O. Ampferer, mais avec une portée bien plus générale. Autrefois nous individualisions une zone inférieure fluide, la zone des magmas, qui avaient la permission de couler, mais qui étaient surmontés par une écorce superficielle rigide. Mais maintenant nous admettons que cette écorce n'est plus rigide, et qu'elle aussi peut couler. De ce point de vue, il n'y a plus de distinction nette entre magma liquide et écorce solide : nous arrivons à la « *théorie de l'écoulement généralisé* ».

Remarquons en passant qu'il y a dans l'écorce terrestre des roches qui méritent une place tout à fait à part : ce sont les laves émises par les volcans, car elles coulent, non plus à l'échelle des temps géologiques, mais à l'échelle humaine. Si nous voulons les introduire dans notre modèle réduit, il nous faut les construire avec un matériau bien plus mobile et plus fluide que notre pâte dentifrice, et ayant en lui son propre moteur ; nous pourrions donc nous les représenter comme des bulles de gaz, ou plutôt comme des émulsions gazeuses de cette pâte, une sorte d'eau de Seltz, qui viendrait se dégager à la surface de la pâte. Ainsi les foyers profonds où s'alimentent les volcans seraient des zones singulières, où un levain mystérieux, peut-être des phénomènes radioactifs, transformerait la pâte des magmas en émulsions gazeuses : et peut-être bien y a-t-il là une part de vérité. Mais fermons cette parenthèse un peu fantaisiste et revenons à la tectonique des chaînes plissées.

Autrefois ces chaînes nous apparaissaient comme des zones souples, singulières, des géosynclinaux, et les phénomènes orogéniques résultaient de la compression de ces géosynclinaux entre des serres rigides. Maintenant les chaînes plissées nous apparaissent comme des zones de *bouillonnements*, avec des jeux de courants ascendants et descendants.

Les zones de courants *ascendants* se traduisent par des « *intumescences* », et sur les flancs de ces intumescences les roches s'écoulent en surface par gravité, comme l'a dit depuis longtemps Haarmann [19].

Les zones de courants *descendants* sont des « *zones de succion* », des zones d'engloutissement, des « *Verschluckungszonen* », suivant l'expression proposée par O. Ampferer à propos des Alpes orientales ; là les couches superficielles viennent s'enfoncer verticalement ou obliquement dans la profondeur ; nous y reconnaissons ce que nous appelons dans les Alpes occidentales des *zones de racines*, qui alternent avec les zones de nappes ou d'intumescences ; mais, comme nous le voyons, il n'y a plus de liaison génétique entre nappes et racines ; les nappes ne sont pas sorties des racines ; mais nappes et racines sont des tronçons d'une couverture superficielle dont la continuité a été rompue : sur les intumescences, cette couverture a été soulevée et s'est écoulée en surface par gravité ; dans les zones de succion elle a été aspirée en profondeur¹.

Il est bien évident que cette manière de décrire les phénomènes orogéniques, de nous les représenter en modèles réduits, nous fait voir les problèmes de géologie alpine sous un jour tout nouveau. Entre les écoulements par gravité et les courants profonds, nous avons d'*infinies possibilités* pour expliquer toutes les particularités de la structure des Alpes, d'autant plus que les zones d'intumescence et de succion peuvent se déplacer au cours de l'orogénèse ; mais en même temps, nous avons l'impression d'un chaos inextricable ; et retracer l'histoire des plissements alpins nous paraît une tâche aussi difficile et aussi décevante que de reconstituer les trajectoires suivies par les filets liquides dans un cours d'eau torrentiel, ou dans une chaudière d'eau bouillonnante.

Pouvons-nous du moins entrevoir dans ces phénomènes de bouillonnement des principes d'organisation, d'ordonnance géométrique ? Un exemple d'une telle *géométrisation* est montré par les classiques expériences de Bénard.

Ce physicien a étudié la répartition des courants de convection qui prennent naissance dans une casserole pleine d'eau, dont le fond est uniformément chauffé : alors les courants ascendants s'ordonnent en un *réseau polygonal*, dans les mailles duquel circulent les courants descendants ; et c'est ainsi que depuis longtemps, j'ai proposé [7], avec Karl Gripp, d'expliquer les fameux « sols polygonaux » des régions

1. Entre les deux, cette couverture peut manquer : « dénudation tectonique [11, 33]. »

polaires ou alpines¹. Mais nous pourrions aussi répéter l'expérience de Bénard en nous affranchissant des conditions aux limites, c'est-à-dire en employant, au lieu d'une petite casserole circulaire, un grand récipient indéfiniment allongé; de plus, au lieu de supposer le réchauffement uniformément réparti sur le fond, nous pourrions imaginer un chauffage produit par d'étroites rampes de gaz allongées dans le même sens que le récipient. Alors, au lieu d'un sol polygonal, nous aurions un « sol strié »; de fait la dynamique des sols meubles, fluides, est tout à fait analogue à la dynamique de l'écorce terrestre, puisque nous admettons que cette écorce aussi est fluide. Ainsi, dans notre récipient, nous verrions s'individualiser des zones allongées qui seraient alternativement des *zones de courants ascendants*, c'est-à-dire des zones d'intumescence, séparées par d'étroites zones de courants *descendants*, qui seraient des zones de succion, de racines. Nous pouvons aussi supposer que ces zones se déplacent parallèlement à elles-mêmes, nous aurons ainsi des *ondes d'intumescence*, que nous retrouverons plus loin dans les Alpes françaises. Ce sera aux géophysiciens à nous renseigner sur le régime de ces courants de convection et sur leurs causes: flux thermiques, phénomènes radioactifs, réactions interplanétaires.

En tout cas, on conçoit fort bien, pour le moment, que les *effets dynamiques de ces courants*, quels que soient leurs moteurs, puissent être étudiés en modèles réduits.

C'est ce qu'a fait D. Griggs [18] dont les ingénieuses expériences me paraissent éminemment suggestives pour les tectoniciens alpins².

Le *modèle réduit de Griggs*, soigneusement calculé, comporte un substratum de glycérine claire, sur lequel flotte une couche d'huile lourde noircie (ce qui permet des photographies): cette « écorce terrestre » s'écoule par gravité et ne peut être plissée par compression. Pour y faire apparaître des plissements, Griggs réalise dans le substratum de glycérine des « courants de convection » (comme il en existe certainement dans le globe terrestre, où les géologues les appellent des « courants magmatiques »); grâce à la viscosité, ces courants entraînent la couche superficielle et la déforment (de même qu'en faisant bouillir du lait, on voit la « peau du lait » se plisser). Ne pouvant réaliser pratiquement ces courants par des différences de température, Griggs les obtient en faisant tourner en sens inverses deux cylindres à axes horizontaux parallèles immergés dans la glycé-

1. Mais nous étions d'avis différents sur les moteurs de ces courants: K. GRIPP les attribuait à la différence de densité entre l'eau profonde à 0° et l'eau superficielle à 4°; j'invoquais au contraire les expériences de S. TABER sur la congélation des argiles humides, montrant la puissance de la succion exercée sur les eaux profondes, qui montent se congeler dans les zones superficielles.

2. Je remercie bien vivement M. COULOMB, directeur de l'Institut de Physique du Globe de l'Univ. de Paris, d'avoir attiré spécialement mon attention sur l'article de D. GRIGGS.

rine, le cylindre de gauche tournant dans le sens négatif et celui de droite dans le sens positif ; il s'établit ainsi un régime de courants *descendants* entre les deux cylindres, *ascendants* en dehors.

Avec ce modèle, Griggs reproduit *toutes les phases* de la formation d'une chaîne de montagnes. Quand les cylindres commencent à tourner très lentement, il se produit dans l'écorce superficielle entre eux une petite dépression : c'est l'image du « *géosynclinal* », du bassin de sédimentation qui a été la première ébauche de la future chaîne. Puis, quand les cylindres tournent très vite, l'écorce se plisse ; dans la zone de succion entre les deux cylindres, les roches superficielles légères (roches dites « *sialiques* », silicates d'alumine) sont entraînées en profondeur et déterminent, par rapport aux roches lourdes (« *simiques* », silicates de fer et magnésium) du tréfond, une zone d'*anomalies négatives de la gravité*, comme on en trouve dans la chaîne alpine¹. Enfin, quand le mouvement de rotation des cylindres se ralentit et s'arrête, les masses de croûte légère sucées en profondeur commencent à remonter, obéissant au principe d'Archimède (« *compensation isostatique* ») ; à l'emplacement de la chaîne de montagnes qui surgit ainsi, apparaît une « *intumescence* » sur les flancs de laquelle les roches (l'huile lourde du modèle) s'écoulent *par gravité* en donnant des plis et des nappes de charriage.

Ainsi les plissements de l'écorce terrestre s'expliquent en faisant intervenir successivement trois mécanismes moteurs :

- | | |
|--|---|
| 1° courants de convection..... | } tectonique profonde (celle des géophysiciens) |
| 2° isostasie (principe d'Archimède)..... | |
| 3° écoulement par gravité..... | } tectonique superficielle (celle des géologues). |

Remarquons d'ailleurs que, pour D. Griggs, les phénomènes superficiels d'écoulement par gravité n'ont pas grande importance en cette affaire : c'est à peine s'il y fait allusion dans ses commentaires ; déjà Haarmann les avait qualifiés, d'une manière un peu méprisante, de « tectonique secondaire ». Pour nous, géologues qui parcourons les Alpes et qui voulons avant tout comprendre les plis et les nappes, ce sont au contraire les phénomènes les plus importants. Aussi ai-je tenté, dans cet article, d'établir en quelque sorte la liaison entre deux domaines qui s'ignorent trop, celui des tectoniciens de surface, et celui des géophysiciens de la profondeur.

1. C'est ce que les géophysiciens de langue anglaise appellent « la racine (root) » de la chaîne ; voir [34].

III. — *Mouvements orogéniques et mouvements épirogéniques.*

— Les seuls phénomènes de déformation de l'écorce terrestre qui soient perceptibles à l'échelle de la vie humaine, sont, non pas des plissements orogéniques, mais des déformations d'ensemble, qualifiées de phénomènes *épirogéniques* ; c'est exactement l'inverse de l'opinion courante, qui assimilait les phénomènes orogéniques à des sortes de cataclysmes, de « tempêtes », et les oppose ainsi à la majestueuse lenteur avec laquelle étaient censés se produire les mouvements épirogéniques.

Le soulèvement du Bouclier scandinave est appréciable pendant une vie d'homme ; les roches dures du Quaternaire ne sont nulle part plissées dans leur intimité ; et pourtant nous voyons du Quaternaire marin soulevé à plusieurs centaines de mètres. Les roches dures du Pliocène ne sont jamais « plissottées » et pourtant elles sont déformées dans leur ensemble, ondulées, faillées, et les anciennes plages calabriennes se retrouvent dans l'Italie du Sud à 1.000 m d'altitude. Il faut remonter jusqu'au Nummulitique pour voir des exemples de roches dures (les Flysch calcaires ou gréseux) plissées à l'échelle de l'échantillon.

Nous retrouvons ainsi une notion fondamentale déjà évoquée : ce sont les phénomènes de déformation d'ensemble, *rapides*, qui règlent le *modélé*, l'érosion et la sédimentation ; et la *lenteur de l'écoulement par gravité* des roches dures rend les plissements et les nappes indifférents aux modifications superficielles fugitives dues aux caprices des phénomènes de la dynamique externe.

Mais, bien entendu, la notion d'*écoulement différentiel* joue ici un rôle capital : des vases meubles peuvent couler et se plissotter (structures fluidales de solifluction ou glissements sous-marins) à une échelle de temps très rapide. Et J. Goguel, en particulier, nous a donné de nombreux exemples de ces « plissements intra-formationnels », dus aussi à la gravité, mais n'ayant rien de commun avec de véritables phénomènes orogéniques.

IV. — La « quantification » des écoulements (métaux, glaciers, roches) et la tectonique de choc. — Il y a pourtant des manifestations dites « orogéniques » qui se déroulent à l'échelle de temps de la vie ordinaire : ce sont les *failles* et les *tremblements de terre*, la « tectonique de choc » de R. Maillet et R. Pavans de Ceccaty. Comment allons nous les intégrer dans nos représentations en modèles réduits ?

A ce point de vue, l'écoulement des métaux et celui des glaciers vont nous fournir de suggestives comparaisons.

Parmi tous les solides, ce sont surtout les métaux dont l'écoulement

a fait l'objet des observations et des mesures des physiciens et des ingénieurs : cela tient à un double motif : d'abord ces phénomènes ont une grande importance pratique dans la construction des machines modernes (moteurs d'avions par exemple) ; et ensuite les modifications de structure dues à l'écoulement y sont plus simples à concevoir, puisqu'on y expérimente sur des métaux purs, sur des *corps simples* formés par des assemblages de molécules identiques, et sur des éprouvettes ou des fils qui peuvent être *monocristallins* ou *polycristallins*.

Quand on étire un fil de métal, les courbes d'allongement en fonction du temps montrent des discontinuités, des « catastrophes » ; les physiciens¹ les attribuent à des regroupements moléculaires brusques, qui se traduisent, soit par une « *restauration* » des cristallites (dont les irrégularités, appelées « dislocations », se réparent tant bien que mal, les contraintes jouant ici le rôle d'un agent catalyseur qui déclanche ces réparations), soit par des « *recristallisations* », c'est-à-dire par la formation de nouveaux cristallites, souvent formés par le regroupement de cristallites anciens plus petits.

Nous pouvons nous faire une image grossière, un modèle agrandi, de ce mécanisme en nous représentant l'écoulement d'un *tas de billes* : vu de loin cet écoulement paraît continu et régulier ; de près, on voit les billes rouler les unes sur les autres par saccades en venant se placer dans les interstices qui les encadrent et d'où un certain *quantum* d'énergie est nécessaire pour les déloger. On peut aussi penser au mouvement d'une *scie* que l'on pousse sur une tige métallique ; pour que chaque dent puisse franchir l'obstacle qui lui est opposé, il lui faut un minimum, un *quantum* de poussée ; ici encore, et pour reprendre un terme qui exprime les relations entre la Mécanique ondulatoire (continuité de la matière) et la Physique corpusculaire (discontinuité), nous pouvons dire que, vus à une échelle de temps et d'espace réduite, ces mouvements continus se « quantifient » en une série discontinue de petites *secousses élémentaires*, dont l'amplitude est du même ordre de grandeur que celle des dents de la scie ou du rayon d'une bille.

Les géologues ont aussi pu observer de pareilles *discontinuités* dans l'écoulement de la glace des *glaciers*. Cet écoulement se produit (comme celui des roches) par deux mécanismes différents (voir la pl. phot. dans [1]). Il y a d'abord un écoulement d'ensemble lent et continu, de toute la masse du glacier ; cet écoulement est du type tourbillonnaire² : il déforme et plisse la glace. Mais il y a aussi souvent un écoulement « laminaire », chaque tranche de glace glissant sur les tranches contiguës : c'est cet

1. Voir DA ANDRADE [4]. Je remercie vivement mon collègue M. WEIL, du Laboratoire d'essais des métaux de la Faculté des Sciences de Grenoble, d'avoir attiré mon attention sur cet article.

2. J'emploie ici ce mot dans son sens vulgaire et imagé, et non dans le sens précis que lui donnent les hydrauliciens.

écoulement laminaire, différentiel, qui donne naissance à la structure rubanée, à la schistosité (pseudo-stratification) de la glace, de même que l'écoulement laminaire d'une argile lui donne la structure schisteuse. Or les observations faites par R. K. Chamberlin [2, 12] au glacier de la Brenva (versant italien du Mont-Blanc), où cette structure est exceptionnellement développée, ont montré que cet écoulement différentiel laminaire, inscrit sur un cylindre enregistreur, se produit aussi par secousses¹, par avancées brusques d'une fraction de millimètre (ordre de grandeur des cristaux de glace?). Comme les métaux, la glace est « monominérale » et les *discontinuités* de son écoulement doivent s'accompagner de restaurations et de recristallisations.

Enfin l'écoulement des *roches dures*, quand on le regarde à l'échelle humaine du temps et de l'espace, se révèle lui aussi « quantifié ». C'est ce que Maillet et Pavans de Ceccaty ont si heureusement appelé la « *tectonique de choc* », et qu'il faut soigneusement distinguer de la tectonique d'écoulement continu par gravité. Les « *failles vivantes* » (E. Raguin) de la Californie nous ont appris que des décrochements, dont l'amplitude totale peut atteindre quelques centaines de mètres au bout de quelques millions d'années, sont, en réalité, l'intégration d'une succession de petits décrochements élémentaires, dont chacun se traduit par un séisme et dont l'amplitude est de l'ordre du centimètre ou du mètre. A cette échelle de temps et d'espace, ces manifestations superficielles de phénomènes épirogéniques profonds (isostasie, ou entraînement par courants de convection plus ou moins horizontaux) font intervenir le « seuil de rupture » des roches; et l'amplitude des décrochements ou des rejets élémentaires est peut-être en relation avec des hétérogénéités de structure², hétérogénéités qui s'opposent, comme des dents de scie, au mouvement relatif des deux compartiments.

Enfin remarquons en passant qu'un même parallélisme se retrouve entre les *modifications de structure* (de cristallinité) produites par l'écoulement dans les roches, dans le glacier, dans les métaux.

L'écoulement d'un *métal* y provoque la formation de *cristaux de plus en plus gros* : une éprouvette ou un fil « polycristallins » tendent à devenir « monocristallins ». Et les géologues retrouvent là des phénomènes qu'ils groupent sous le nom de « *dynamométamorphisme* » et qui leur sont tellement familiers qu'il est inutile d'y insister. Ils leur apparaissent avec une clarté particulière dans les *roches* « *mono-*

1. Les détonations sourdes et profondes qu'ont entendues tous les alpinistes stationnant en silence sur les fronts glaciaires ne sont pas autre chose que les « bruits séismiques » accompagnant ces petits décrochements.

2. Grain de la roche, alternance de bancs durs et de bancs tendres, etc.

minérales ». C'est ainsi que dans un *glacier* la poussière de cristallites de neige se transforme peu à peu en un agrégat de « grains » de glace, c'est-à-dire de cristaux de plus en plus gros. Un calcaire pur, par exemple une vase corallienne, à grain fin (lithographique), c'est-à-dire une poussière de minuscules cristallites de calcite invisibles même au microscope, se transforme par écoulement en un « marbre », c'est-à-dire en un assemblage de gros cristaux de calcite. Un grès pur et fin, c'est-à-dire une poussière de cristallites de silice, devient un *quartzite*, c'est-à-dire une mosaïque de gros cristaux de quartz. Et l'exemple des métaux prouve aux géologues que toutes ces transformations peuvent s'effectuer à l'état solide, sans qu'il soit besoin de faire intervenir des solvants.

Dans les roches *multiminérales*, par exemple dans les calcaires argileux, qui sont des poussières de cristallites de calcite et de minéraux argileux, les recristallisations s'accompagnent de la formation de minéraux nouveaux (les « minéraux de stress » des pétrographes) : ainsi apparaissent des silicates variés et des minéraux phylliteux macroscopiques¹. Les minéralogistes savent d'ailleurs reproduire expérimentalement de telles transformations, en remplaçant l'action du facteur temps par celles de hautes pressions et de températures très élevées².

Application à la structure des Alpes. — Rappelons d'abord, car c'est une chose bien remarquable, que certains géologues alpins, par la seule observation de la *tectonique de surface*, avaient été conduits aux idées exposées ici, et qui ont pu sembler à mes lecteurs bien théoriques et aventureuses. Je fais allusion aux notions développées par O. Ampferer, qui a eu depuis longtemps l'intuition de l'écoulement par gravité, des courants profonds (*Unterströmungen*) et des succions (*Verschluckungszonen*).

Et il est curieux de constater que J. H. F. Umbgrove [34], appliquant aux Alpes les théories géophysiques, de tectonique profonde, déduites de ses études dans les Indes néerlandaises, vient de nous donner, de la chaîne alpine, une suggestive image qui rappelle un peu celle (très fantaisiste) qu'avait imaginée E. Kraus [22] et sur laquelle, malgré une réprobation alors presque unanime³, j'avais vainement essayé [8] d'attirer l'attention des géologues alpins.

De fait, les Alpes vues par Kraus évoquent dans l'ensemble le

1. Ce sont les « ectinites » de J. JUNG et M. ROQUES, dont la cristallinité résulte du seul écoulement, sans « apports ».

2. Je fais allusion ici aux ingénieuses expériences de A. MICHEL-LÉVY et J. WYART (Reproduction artificielle de minéraux silicatés à haute pression ; métamorphisme artificiel des roches, *Mém. Soc. Géol. France*, n° 55, 1947).

3. Il faut avouer que certains détails des figures de KRAUS sont bien gauchement dessinés ; ainsi la « succion » des « racines » préalpines sous le front pennique (pl. I, coupe 2).

modèle réduit des expériences de Griggs. Il se représente la chaîne comme une large zone de « *bouillonnements* » bordée par deux lignes de *succion*, correspondant, l'une à la zone des racines des nappes préalpines (au sens français), c'est-à-dire à peu près à la zone subbriançonnaise et à la bordure externe du Briançonnais, l'autre à la limite alpino-dinarique. Vers l'extérieur, c'est-à-dire sous les plis subalpins et les nappes préalpines d'un côté, sous les petits chevauchements des Alpes bergamasques de l'autre, ces succions se traduisent par des « *sous-charriages* » (underthrustings d'Umbgrove). Entre ces deux zones de succion, Kraus figure des bouillonnements confus ; et Umbgrove se borne à y reproduire les schémas imaginés par Argand pour faire jaillir les grandes nappes alpines entre ses deux « serres » européenne et africaine, conception que nous avons été conduits à rejeter, et qu'Umbgrove lui-même remplace par la notion des courants de convection.

Pour le moment, je me bornerai à essayer de voir comment ces nouvelles conceptions pourraient être appliquées aux *Alpes françaises*, en particulier à la latitude de Briançon, région qui m'est la plus familière.

L'histoire des plissements alpins n'est nullement réduite à un bref cataclysme, puisqu'elle se déroule depuis le début du Jurassique et qu'elle n'est pas terminée. Le trait le plus récent de cette histoire, le seul que nous puissions retracer, est la *progression continue*, au cours du Tertiaire, de l'intérieur à l'extérieur de l'arc alpin, d'une *onde d'intumescence* : elle est apparue dans le Briançonnais à l'Oligocène et a fait écouler par gravité les nappes du Flysch de l'Embrunais-Ubaye, roulant sous elles la zone subbriançonnaise, vers l'W, vers la zone de subsidence que marquait alors le bras de mer oligocène périalpin. Puis l'intumescence a progressé vers l'W ; elle a fait s'écouler en surface les plis subalpins, vers la zone de subsidence miocène et pliocène en bordure du Massif Central¹. Dans les régions qui avaient été profondément ensevelies sous les nappes préalpines, les écoulements superficiels, par gravité, cèdent peu à peu le pas, en profondeur, aux efforts de succion, ou, si l'on veut, aux « sous-charriages » : ainsi s'explique la tectonique plus souple, « intra-

1. Au front des écoulements actuels, ceux-ci se traduisent par des séismes superficiels, de grande intensité, mais à faible extension (ex. La Sône près Saint-Marcel-lin, Tricastin près Montélimar, Aix-en-Provence, Nice) ; au contraire dans les zones de succion et de bouillonnements profonds, on a des séismes relativement profonds, de faible intensité mais de grande extension : arcs séismiques briançonnais et piémontais de J. Rothé [10, 28, 29].

corticale », des nappes helvétiques dans la Haute-Savoie et la Suisse¹.

La zone du Briançonnais est celle des grands bouillonnements, non des grandes nappes². Là les synthèses classiques d'Argand, de Termier, de Staub, ne nous décrivent que des déversements vers l'W. C'est ainsi que pour P. Termier le fameux « éventail briançonnais » serait dû à des replissements secondaires dans une immense « nappe du Briançonnais » déversée vers l'W. Bien plus, à cette nappe du Briançonnais, il superpose [32] une « nappe des schistes lustrés », également déversée vers l'W et représentée par la 4^e écaille briançonnaise et par les fameux « lambeaux avant-coueurs ». Dans son grand mémoire sur les Alpes occidentales, R. Staub [31] renchérit encore, puisqu'il admet, par-dessus la nappe des schistes lustrés, une nappe *austro-alpine*, représentée par les montagnes entourant la fenêtre de Barcelonnette, et dont il va chercher les racines sous les alluvions de la plaine du Pô, entre Turin et les Alpes.

Pour moi, je penserais, au contraire, comme Kraus, que *l'éventail briançonnais est enraciné*. La « 4^e écaille » et les lambeaux avant-coueurs représenteraient, non des témoins d'une nappe des schistes lustrés venant de l'E, mais des pointements, des extrusions, du socle cristallin antéhouiller : c'est là une hypothèse que j'ai émise depuis longtemps³, bien qu'elle n'ait pas été approuvée, au moins jusqu'à présent, par mes amis Raguin, Moret et Schneegans. Mais je pourrais faire valoir un nouvel argument. E. Raguin lui-même a prouvé l'âge jurassique moyen des fameuses *brèches de Prorol* ; or, ces brèches contiennent des blocs énormes de Permien et de micaschistes identiques à ceux de la 4^e écaille (et d'ailleurs très différents de toutes les roches de la zone des schistes lustrés). Ce Dogger est ainsi directement transgressif sur le Cristallin ; il en est de même du Flysch qui encadre la 4^e écaille. Nous sommes donc là sur une *cordillère* où manquent les zones lubrifiantes (Trias salifère en particulier)

1. Là souvent il y a dysharmonie entre les structures superficielles bâties à grands traits et les structurés profondes où s'individualisent de multiples et souples ondulations secondaires : c'est le cas, bien classique depuis E. HAUG, de la coupe de la vallée de l'Arve entre Cluses et Sallanches, en avant des Aiguilles-Rouges ; P. FALLOT et A. FAURE-MURET (*CR Acad. Sc.*, t. 223, 1949, p. 789) viennent de signaler des faits analogues en avant du Mercantour.

2. Les nappes du Guil, les écailles des montagnes entre Briançon et Vallouise, ne sont que des nappes élémentaires, de petits écoulements sur la bordure du Briançonnais.

3. M. GIGNOUX, Stratigraphie de la bordure Ouest du Briançonnais entre Briançon et Vallouise ; origine de la « 4^e écaille briançonnaise ». *B. S. G. F.* (5), VI, 1936, p. 155-163.

qui d'ordinaire séparent le socle ancien de sa couverture secondaire. Comme dans les cordillères subbriançonnaises étudiées par R. Barbier entre Arc et Isère, puis par Schoeller au N de l'Isère (là le petit massif cristallin d'Hautecour, qui ne se montre point dans le fond de la dépression de Moutiers, mais n'affleure que dans les hauteurs avoisinantes, rappelle un peu la 4^e éaille), il n'est donc point étonnant de voir ici le *socle ancien* s'engager dans les plis de la couverture ; il y a là une coïncidence vraiment frappante. Ces écailles ou lames cristallines étaient décrites, dans le langage de la tectonique de compression, comme des « extrusions » jaillies du socle ancien ; dans le langage de la tectonique d'écoulement, nous y verrions, dans cette zone de bouillonnements, des têtes d'anciens courants ascendants, mises à nu par l'érosion dans le tréfond d'anciennes intumescences.

Et en revanche, nos « zones de *racines* » deviennent maintenant des « zones de *succion* » où la couverture sédimentaire mésozoïque a été aspirée en profondeur par des courants descendants. Comme je l'ai déjà dit [11], il est frappant de voir, en Valais, les « racines » des nappes ultrahelvétiques s'engloutir brusquement, aux abords de Sion, sous le tréfond du front pennique, dans cette zone Sion-Val Ferret où s'engloutit aussi, sucé en profondeur, le prolongement, les « racines » des nappes préalpines et la plus grande partie de l'épaisse couverture mésozoïque de la zone du Saint-Bernard. En Vanoise, entre les massifs cristallins de Chasseforêt d'un côté, de Bellecôte-Grand Bec de l'autre, le synclinal mésozoïque du Col de la Vanoise, avec ses dalles calcaires verticales (Aiguille de la Vanoise), représenterait aussi une zone de succion. Et au faite même de l'éventail briançonnais, entre Guillestre et Château-Queyras, on voit également des lames isoclinales (Trias, Jurassique, Crétacé) s'enfoncer verticalement à toute profondeur.

Quant à la « *nappe des schistes lustrés* », elle pose des problèmes non encore résolus.

Dans la région de Briançon, P. Termier [32] voyait des témoins de sa « *nappe des schistes lustrés* » dans ses fameux « *lambeaux avant-coureurs* », conservés dans des synclinaux de sa nappe du Briançonnais, comme les klippes préalpines des Annes et de Sulens sont conservées dans le synclinal du Reposoir. Mais beaucoup de ces lambeaux sont curieusement accompagnés (comme l'avait déjà noté C. Pussenot), de Permien indubitable et de quartzites du Trias inf. ; leurs « *roches vertes* » n'ont peut-être rien de commun avec les ophiolithes des schistes lustrés :

ce peuvent être des roches basiques du socle ancien ; les études pétrographiques futures en décideront.

Ainsi ces « lambeaux avant-coureurs » ne prouveraient nullement qu'une « nappe des schistes lustrés » est autrefois venue recouvrir une « nappe du Briançonnais ».

Donc, à la latitude de Briançon, il n'y aurait peut-être pas de nappé des schistes lustrés ; la vraie zone des schistes lustrés serait, en Piémont, entièrement déversée vers l'E, comme cela apparaît si nettement dans les panoramas de haute montagne ; ce serait le flanc E de l'éventail briançonnais.

Plus au N, *en Vanoise*, il n'en est déjà plus de même. Là, dans la Vanoise orientale, P. Termier, E. Raguin et moi-même avons admis l'existence d'une *vraie nappe des schistes lustrés* déversée vers l'W ; et je crois qu'Ellenberger est du même avis. Comment rattacher cela au Briançonnais ? Il n'y a aucune nécessité pour que les nappes se prolongent indéfiniment tout au long de la chaîne ; elles peuvent être restreintes à des festons localisés. Peut-être arrive-t-on là sur le bord externe d'un deuxième éventail dont l'axe irait passer bien à l'E de la Vanoise orientale, en pleine zone du Piémont (?) : c'est ce que les recherches futures viendront élucider.

CONCLUSIONS.

De ces visions téméraires et nébuleuses (mais P. Termier nous a dit que « pour être géologue, il fallait avoir des visions »), tâchons de dégager quelques idées générales qui puissent guider nos explorations sur le terrain, nos travaux de « géologues de surface ».

Quand nous voulons comprendre les *phénomènes géographiques* (érosion, sédimentation), les modèles réduits imaginaires qui serviront de support à nos raisonnements pourront encore être construits avec des matériaux, avec des roches, à peu près pareilles aux roches réelles ; je dis à peu près, car il y aura de légères différences, spécialement pour les propriétés chimiques : le calcaire pourra fondre dans l'eau et le fer brûlera très rapidement ; ainsi pour un historien la civilisation du fer existe ; à l'échelle géographique une telle civilisation est inconcevable, car, au bout de quelques milliers d'années, les outils de fer tomberaient en poussière ; de ce point de vue, une civilisation du fer devient aussi inconcevable que le serait, pour un historien, une civilisation du potassium ou du sodium.

Mais quand nous voulons comprendre les vrais *phénomènes*

orogéniques, les plissements intimes des roches dures et les charriages, alors il faudra construire nos modèles réduits avec la « pâte dentifrice » de King Hubbert et de Maillet et Pavans de Ceccaty, ou avec la glycérine et l'huile de Griggs : c'est ainsi que nous verrons les nappes s'écouler par gravité et que nos zones de racines nous apparaîtront comme des zones de suction.

Il faut bien remarquer, d'ailleurs, que l'*analyse détaillée* du style des plissements alpins (ex. Lugeon et Gagnebin [25], pour les nappes préalpines, Helbling [20] pour les nappes helvétiques) continuera à faire surtout intervenir la notion d'*écoulement différentiel* (ex. Médianes plastiques et Médianes rigides de Lugeon et Gagnebin), quel que soit le moteur réel de cet écoulement : compression, gravité, ou entraînement par des courants de convection profonds.

C'est surtout pour comprendre la *structure d'ensemble* de la chaîne alpine (grands schémas d'Argand, de Staub, etc.) que nous devons faire appel aux théories nouvelles. Au modèle réduit d'E. Argand, faisant jaillir les Alpes d'une compression entre les serres européenne et africaine, il faudra substituer celui de Griggs, avec ses bouillonnements de courants de convection. Ainsi ces idées nouvelles, dues à la fois à des tectoniciciens de surface et à des géophysiciens, aideront nos successeurs à se dégager des anciens dogmes trop rigides, où les nappes s'allongeaient régulièrement, comme des régiments alignés sur un front de bataille, depuis le Bassin de Vienne jusqu'à la Méditerranée ; les futures synthèses seront assurément moins simples et moins claires, mais peut-être plus vraies.

Enfin, d'un point de vue encore plus général, les géologues (et aussi les physiciens) doivent se convaincre que les propriétés physiques (rigidité, plasticité, élasticité, fluidité) que notre expérience sensorielle quotidienne nous fait attribuer aux divers corps matériels qui nous entourent, dépendent essentiellement de l'échelle d'espace et de temps à laquelle nous considérons ces mêmes corps. En transformant ainsi notre conception de l'Univers matériel, la Géologie, comme l'Astrophysique et la Physique moléculaire, nous aura appris à élargir le cadre anthropomorphique dans lequel travaille l'*Homo faber*, l'Ingénieur expérimentateur et constructeur, mais duquel doit se libérer l'*Homo sapiens*, dont les visions tendent de plus en plus à « spiritualiser » la matière, en la réduisant à des formules mathématiques, à des modèles imaginaires, réduits ou agrandis, qui n'ont plus rien de commun avec les notions grossières que nous en donnons nos sens.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

1. BARBIER (R.). — De l'importance du matériel stratigraphique dans la détermination du style tectonique des nappes alpines. *C. R. somm. S. G. F.*, 1946, p. 123.
2. CHAMBERLIN (ROLLIN K.). — Instrumental work on the nature of glacier motion. *Journ. Geol.*, 36, n° 1, Chicago, 1928.
3. CLOOS (H.). — Einführung in die Geologie, Bornträger, Berlin, 1936.
4. DA ANDRADE (E. N.), London. — L'écoulement des métaux. *Journ. Phys.*, sér. 8, t. 8, n° 11, nov. 1947.
5. GAGNEBIN (E.). — Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse orientale. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 80, 1945.
6. GIGNOUX (M.). — La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. Livre jubilaire Soc. Géol. France, 2, Paris, 1930.
7. — Un bel exemple de « sol polygonal » dans les Alpes françaises. (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 20, 1937).
8. — Une nouvelle synthèse tectonique ; l'ouvrage de E. Kraus, « Der Abbau der Gebirge ». *Rev. Géogr. alpine*, 27, Grenoble, 1939.
9. — Quelques réflexions sur des théories tectoniques récentes. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 23, 1942.
10. — Les tremblements de terre dans les Alpes, d'après un ouvrage récent. *P.-V. mens. Soc. sc. Dauphiné*, n° 187, juin 1945.
11. — Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 27, 1948.
12. — Ce que le glacier de la Brenva a appris aux géologues. *Revue valdotaine*, n° 2, Aoste, Italie, 1948.
13. — Application de la théorie des modèles réduits à l'explication des plissements de l'écorce terrestre. *Soc. sc. du Dauphiné. Bull. mens.*, n° 4, avril 1949, t. 64, Grenoble, 1949.
14. GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (avec la collaboration de D. SCHNEEGANS et de P. LORV). — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 21, 1938.
15. — Géologie dauphinoise. Arthaud, Paris-Grenoble, 1943.
16. GOGUEL (J.). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, 1943.
17. — La tectonique d'écoulement. *Rev. scient.*, n° 3256, 1^{er} sept. 1946.
18. GRIGGS (D.). — A theory of mountain-building. *Am. Jour. Sc.*, 237, sept. 1939, n° 9.
19. HAARMANN (E.). Die Oszillations-Theorie ; eine Erklärung der Krustenbewegung von Erde und Mond. F. Enke, Stuttgart, 1930.
20. HELBLING (R.). — Zur Tektonik des St. Galler Oberländer und der Glarneralpen. *Mat. Carte géol. Suisse*, n. s., 76^e livr., 1938.
21. KING HUBBERT (M.). — Strength of the earth. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 29, n° 11, nov. 1945.
22. KRAUS (E.). — Der Abbau der Gebirge ; Band I : Der alpine Bauplan. Bornträger, Berlin 1936.
23. KUENEN (P. H.). — The negative Isostatic Anomalies in the East Indies (with Experiments). *Leidsche Geol. Medd.*, 8, 1936.
24. LUGEON (M.) et SCHNEEGANS (D.). — Sur le diastrophisme alpin. *CR. Acad. Sc.*, 210, p. 187, 1940.

25. LUGEON (M.) et GAGNEBIN (E.). — Observations et vues nouvelles sur la Géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 72, 1941.
26. MAILLET (R.) et BLONDEL (F.). — Sur la similitude en tectonique. *B. S. F. G.* (5), IV, 1934.
27. MAILLET (R.) et PAVANS DE CECCATY (R.). — Le Physicien devant la tectonique. *Congrès mondial du Pétrole*, Paris, juin 1937.
28. ROTHÉ (J.). — Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la séismicité des Alpes occidentales. *Ann. Inst. Phys. Globe*, Univ. Strasbourg, 3, 1938 — Clermont-Ferrand, 1941.
29. — (J.). — La séismicité des Alpes occidentales. *B. S. G. F.* (5), XII, 1942, 1944.
30. SCHNEEGANS (D.). — La Géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 1938 ; Thèse Sc., Grenoble, 1938.
31. STAUB (R.). — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, 77, 1942.
32. TERMIER (P.). — Les lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés flottant sur la nappe du Briançonnais. Livre jubilaire Soc. géol. France, 1930, p. 613.
33. TREVISAN (L.). — Nuovi orientamenti dello studio della tettonica. *Historia naturalis*, I° anno, n° 3, Roma, 1946.
34. UMBEGROVE (J. H. F.). — The root of the Alps. *Proc. Kon. Nederlandsche Ak. Wetenschappen*, 51, n° 7, Amsterdam 1948.

OBSERVATIONS PRÉSENTÉES EN SÉANCE.

Observations de M. J. Goguel. — La similitude dont M. Gignoux fait un si grand usage s'applique d'une manière très différente pour des phénomènes différents. M. Gignoux, après M. Maillet, pose en principe que la déformation des roches se fait suivant la loi de la viscosité, c'est-à-dire que la vitesse de déformation est proportionnelle à la force agissante, si faible que soit celle-ci. Mais toutes les expériences de laboratoire sur des corps solides indiquent une loi très différente. La déformation reste nulle tant que la force agissante est inférieure à un certain seuil de plasticité.

Sans doute, il peut intervenir dans les déformations géologiques des modes intimes de déformation autre que ceux qui ont été observés au laboratoire, et qui peuvent se traduire par une déformation extrêmement lente, mais rien ne nous interdit d'admettre que pour ces déformations lentes il existe également un seuil de plasticité, inférieur à celui mesuré au laboratoire mais différent de zéro.

Il n'est pas possible de choisir *à priori* l'une de ces deux lois pour appliquer la similitude. On ne peut les juger qu'en comparant les résultats auxquels elles conduisent respectivement, avec les observations géologiques.

M. Gignoux a développé les conséquences de l'hypothèse de la viscosité, à savoir un écoulement général de toutes les roches. Il admet que la durée de l'érosion est rapide par rapport aux durées nécessaires pour que ces écoulements se produisent, ce qui ne laisse peut-être pas, dans la durée des temps géologiques, beaucoup d'aisance pour insérer les différents épisodes de l'histoire tectonique ; et d'autre part on s'explique mal la persistance prolongée d'éléments du relief non soumis à l'érosion, comme le sont les rebords des plates-formes continentales.

L'application de la similitude de l'hypothèse d'un seuil de plasticité conduit à des résultats très différents, en particulier les durées de déformations n'interviennent pas. L'un des résultats les plus intéressants découle de la possibilité de comparer l'action de la pesanteur sur les inégalités de la surface ou les différences de densités profondes, avec les résistances qu'oppose la plasticité des roches. Dans cette similitude, l'échelle intervient dans un rapport différent pour les pesanteurs et les résistances plastiques, ce qui se traduit par le défaut de similitude entre des accidents de tailles différentes affectant les mêmes roches : des dômes de sel ne se produisent qu'à partir de couches minces et peu profondes. Les plis de couverture présentent des formes étroites pour des accidents pour la taille de ceux du Jura par exemple et ne commencent à s'écraser et s'aplatir pour former des nappes que pour des étendues suffisamment considérables.

Il doit même être possible d'évaluer une valeur de seuil de plasticité effectif des roches au moment de leur déformation tectonique par l'étude de ces changements de style tectonique en fonction de l'échelle.

L'hypothèse d'un seuil de plasticité est d'ailleurs parfaitement compatible avec la tectonique d'écoulement, appliquée à des ensembles superficiels comme les Pré-Alpes et la nappe de l'Ubaye.

La gravimétrie a montré que la répartition hydrostatique des densités, qui est le terme ultime auquel conduit un écoulement suivant la loi de la viscosité n'est réalisée qu'au delà d'une « surface de compensation » qui doit se trouver vers une quarantaine de kilomètres de profondeur. Je pense que c'est précisément l'existence d'un seuil de plasticité qui caractérise la couche de l'écorce qui se trouve à une profondeur moindre.

Réponse de M. Gignoux¹. — M. Goguel a parfaitement raison de souligner l'hypothèse qui est à la base de nos formules de similitude, mais il exagère un peu en estimant qu'elle résulte d'un « choix *a priori* ». D'ailleurs, tout en semblant préférer l'hypothèse inverse (celle de l'*Homo faber*), et après avoir, en 1943 [16], déclaré inadmissible la théorie de l'écoulement par gravité, il nous dit aujourd'hui, que « l'hypothèse d'un seuil de plasticité est parfaitement compatible avec la théorie de l'écoulement ». De mon côté, je viens de montrer

1. Note ajoutée pendant l'impression.

(p. 751, par. IV) que, vus à l'échelle humaine, certains phénomènes de la Dynamique interne (failles, séismes) réintroduisent la notion de « seuil » (comparaison avec l'écoulement d'un tas de billes). Ainsi nos deux manières de voir arrivent à s'éclairer mutuellement et à se concilier. De même, les physiciens sont arrivés à élargir leurs conceptions des propriétés de la matière, puisqu'ils viennent de reconnaître que la Mécanique des « fluides » et la Dynamique des « solides » ne sont que deux aspects d'une même Science, la « Rhéologie ».

Observations de M. A. Demay. — Sans aborder le fond du problème étudié par M. Gignoux, c'est-à-dire le rôle de la gravité dans l'orogénèse, je présente seulement une remarque à propos des observations de M. Goguel, qui tire des conséquences théoriques du fait que les nappes existeraient seulement à une certaine échelle et non aux échelles plus petites.

D'après les données classiques et d'après mes propres observations, les plis couchés et aussi les surfaces de décollement et de glissement qui caractérisent les nappes cassantes peuvent être observés à toutes les échelles : charriage de plus de 100 km pour les nappes austro-alpines suivant l'interprétation classique de Pierre Termier, de 50 km pour certaines des nappes pennines supérieures, de 10 à 20 km pour les nappes pennines inférieures du Simplon et du Tessin et certaines nappes anciennes du Massif Central, de quelques km pour les plis couchés du Mont-Joly et beaucoup d'autres plis analogues, plis couchés de détail de 10 à 100 m d'envergure, de quelques cm à quelques m à l'échelle de l'affleurement, de quelques mm à 20 cm à l'échelle de l'échantillon, enfin de quelques dixièmes de mm à quelques mm à l'échelle microscopique.

A mon sens, il y a trop de continuité sur le terrain entre ces structures aux diverses échelles et surtout trop souvent association de ces types dans une même région, dans un même affleurement, pour qu'on puisse expliquer leur formation par des processus très différents. Ayant jusqu'ici évité toute théorie sur ce point, j'émettrai, avec beaucoup de réserve, l'idée que ce n'est pas seulement le plissement d'ordre supérieur qui commande les plissements d'ordre inférieur, mais aussi les *décollements et glissements différentiels à diverses échelles*, dérivés les uns des autres et commandés par une cause générale.

Les glissements peuvent être envisagés, aussi bien dans l'hypothèse d'une *orogénèse par gravité* que dans celle d'une *orogénèse par serrage et compression tangentielle*. Dans les cas que j'ai observés personnellement, où il s'agit de phénomènes relativement profonds ou même d'une véritable tectonique profonde, il semble que le glissement par gravité soit peu probable. Pour les structures isoclinales habituelles, non plongeantes, on peut même dire qu'elles se forment contre la gravité. Mais, naturellement, ces remarques ne règlent pas le problème des déformations et mouvements plus superficiels.

Observations de M. Vatan. — M. Vatan attire l'attention de la Société sur un modèle réduit offert par la nature, permettant de comprendre les phénomènes de la tectonique d'écoulement. Il s'agit des argiles varvées et des accidents tectoniques intraformationnels qu'elles présentent.

Les argiles varvées sont, je le rappelle, des formations lacustres glaciaires, très régulièrement litées par des actions saisonnières ; l'alternance des feuillets clairs et foncés rend ce litage particulièrement visible. On a la surprise de constater, parfois, que cette stratification d'apparence si régulière, est interrompue par une zone énergiquement plissée. Cette perturbation est limitée latéralement mais surtout, très nettement, dans le sens vertical, où des couches parfaitement horizontales recouvrent les bandes plissées.

Le phénomène est bien connu et vient de faire l'objet d'un travail récent de E. W. Fairbridge¹. J'ai eu l'occasion de l'observer dernièrement dans les célèbres argiles varvées d'Eybens, près de Grenoble. Là, sur le côté gauche et au sommet de la carrière, on pouvait observer, il y a un mois, une magnifique écaille complexe de 30 cm environ encapuchonnée par des plis ; la zone troublée avait 1 dm d'épaisseur. Les causes invoquées pour expliquer ces faits sont nombreuses. Parmi celles-ci, R. W. Fairbridge retient comme seuls plausibles des glissements sous-lacustres. Je partage entièrement cette opinion. Dans des vases aussi fluides, les pentes nécessaires sont très faibles (1 à 2° seulement et non appréciables à l'œil nu). On peut, d'ailleurs, reproduire expérimentalement de tels phénomènes dans un bac. L'expérience a été faite par Thoulet².

Les accidents produits par de tels glissements sous-lacustres sont tellement semblables aux structures tectoniques alpines que la carrière de Seaham en Nouvelle Galle du Sud, dans les argiles varvées carbonifères, a été classée comme « monument culturel » et, dit Fairbridge, à l'excursion du Congrès Pan Pacifique de 1923, « les géologues grimpant dans la carrière, découvrirent en miniature toutes les structures qu'ils connaissaient si bien dans les Alpes ».

1. R. W. FAIRBRIDGE, 1947. Possible causes of intraformational disturbances in the carboniferous varve rocks of Australia. *Jour. Proc. Royal Soc. New South Wales*. Vol. LXXXI, p. 99-121, nov. 47. (Bibliographie abondante). Voir aussi LAHÉE, *Field Geology*, Mc Graw, 1941, p. 189 et suiv., et TWENHOFEL, *Principles of sedimentation*, Mc Graw, 1939, p. 529.

2. J. THOULET. 1904, *L'Océan, ses lois et ses problèmes*. Paris, p. 397.

LA STRUCTURE DU NORD-OUEST DE L'ARGENTINE AVEC QUELQUES RÉFLEXIONS SUR LA STRUCTURE DES ANDES.

PAR **Léo Picard** ¹.

INTRODUCTION.

En été 1945, je me rendis en Argentine, pour étudier certains problèmes géologiques ; le général Juan D. Peron, président de la République Argentine, prit un intérêt personnel à mes travaux, les facilita grandement et son intervention contribua à la réussite de mes voyages à travers son immense pays. Mes remerciements vont donc en premier lieu à Son Excellence, général Juan D. Peron.

Un arrêt involontaire en Afrique du Sud allongea malencontreusement mon voyage, mais me permit, par contre, admirablement guidé par mon regretté collègue Alexander du Toit, de faire connaissance avec plusieurs parties de l'Union Sud-Africaine et d'établir, ainsi, un premier « pont » entre les deux parties du « continent de Gondwana ». En Argentine, diverses circonstances gênèrent une partie de mes visites et de mes recherches, je dus renoncer aux conférences dans les Universités de Buenos-Ayres, La Plata et Cordoba et ainsi ne pus y présenter mes premières impressions et en discuter avec mes collègues.

Pour la rédaction de ce rapport, je n'ai pu me référer à certaines publications anciennes, qui ne se trouvent que dans les bibliothèques de Buenos-Ayres. Parmi les publications plus récentes, *Geologia Argentina*, de Windhausen, peut-être considéré comme une bonne source d'information, ainsi que les « *Boletinos y Memorias* » de la « Direccion general de Minas » et de la « Direccion general de l'Yacimiento Petroliferos Fiscales » à Buenos-Ayres. La bibliothèque de l'Institut géologique de Zurich m'a permis de disposer d'une bonne documentation. Je remercie vivement les Directeurs des Institutions argentines pour l'envoi de beaucoup de leurs publications, le professeur Joaquin Frenguelli pour ces importants travaux publiés par le Musée de la Plata et surtout pour l'identification des fossiles du Karoo que j'avais découverts dans la région de Puna, et sur l'importance desquels j'insisterai plus loin ², enfin M. Sieversen, chef géo-

1. Note, présentée à la séance du 8 novembre 1948, traduite par M. SIGAL, secrétaire.

2. Publiés provisoirement dans une note au *B. S. G. F.* (5), XVIII, 1948, p. 215.

logue de « Ultramar », qui me communiqua une coupe transversale inédite (de Ledesma à Tilcara) ; j'ai aussi obtenu des coupes stratigraphiques dans les « camps » de l'Y. P. F. et de la Standard Oil Co de New-Jersey. Je tiens à remercier spécialement les géologues de ces Sociétés : Hugo Gordon Bain (Standard Oil) de Tartagal, Herero Ducloux de Mendoza-Malargué, Dr Heriberto Windhausen de Commodoro Rivadavia, qui m'ont fait connaître la géologie de leurs secteurs ; mon compagnon de voyage Louis R. Lambert (sous-directeur de la « Direccion general de Minas y geologia de la Nacion ») qui m'a donné des explications orales sur la carte géologique de P. Groeber à l'E de Neuquen et qui, au nom du gouvernement, s'est occupé, avec succès, de tous les détails pratiques de mes voyages ; enfin mon collègue Otto Schlagintweit, qui m'a guidé dans les chaînes de montagnes de Cordoba ; H. R. Wofford (chef géologue de la Standard Oil Co) qui m'a accompagné à Tartagal et m'a fait connaître des travaux de sa Compagnie, en particulier des coupes de la Sa. Barbara ; Juan Josue Zunino de l'Y. P. F., qui remplaçait le Dr I. O. Braccacini, chef géologue absent, et le Dr E. Meyer de l'« Astra ». La « Camera argentina de Minería » organisa admirablement mon voyage au Puna de Tres Cruces. Pour les longs trajets dans la Pampa et le Chaco, j'ai utilisé le chemin de fer ou les avions, mis à ma disposition par le Gouvernement, d'autres trajets furent faits en automobiles privées ou appartenant aux Compagnies, que je remercierai pour leur hospitalité. Enfin, je n'oublierai pas le Dr F. R. Lachmann, délégué en Argentine de mon Université de Jérusalem, pour son aide constante à Buenos-Ayres et dans mes voyages.

L'itinéraire fut subdivisé de la façon suivante :

Buenos-Ayres-Cordoba-Tucumàn-Salta ; Salta-Jujuy-Humahuaca-Tres Cruces ; Tres Cruces-Jujuy-Ledesma-Tartagal ; Tartagal-Salta-Tucumàn-Cordoba ; Cordoba-Mendoza ; Mendoza-San Rafael-Malargue-Zapala-Neuquen-Buenos-Ayres ; Buenos-Ayres-Comodoro Rivadavia-Buenos-Ayres ; Buenos-Ayres-Iguazu-Buenos-Ayres.

Dans le temps si court dont je disposais pour l'étude d'une contrée s'étendant sur 30° de latitude, il ne pouvait être question d'études stratigraphiques ou tectoniques détaillées. Je me servis avec fruit des deux cartes géologiques de Feruglio (au 2.000.000^e) qui ne couvrent malheureusement que le Sud de l'Argentine, de la carte géologique de Tapia (au 5.000.000^e) pour la totalité du pays, mais sa grande échelle entraîne l'utilisation d'une même couleur pour beaucoup de complexes stratigraphiques. Dans l'Argentine du NW, la carte de Sgrossio (fig. 1) de la province de Jujuy (au 750.000^e) m'a servi pour la coupe transversale de cette région. Enfin la carte géologique provisoire de l'Argentine du Sud de Stose et Levorsen (au 5.000.000^e, 1945), qui a paru

après mon séjour, m'a été utile pour obtenir un meilleur aperçu de la structure de cette vaste contrée. Les coupes transversales de ces régions, en particulier de la côte du Chili à travers les Andes jusqu'à la dépression Chaco-Pampa, sont rares, il faut toujours faire appel aux explorateurs anciens comme Forbes, Douglas, Burekhardt, Steinmann.

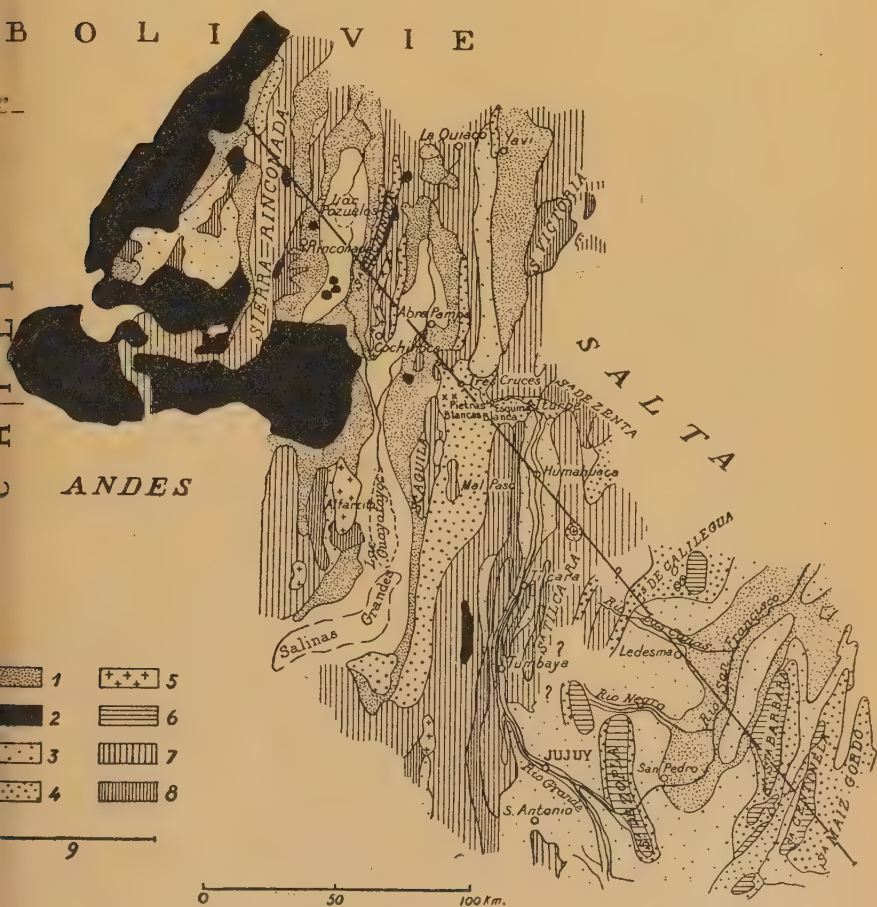


FIG. 1. — Carte géologique de la Province de Jujuy par Pascual Sgrosso, simplifiée et légèrement modifiée (index stratigraphique révisé).

- 1 : Pliocène récent, Quaternaire (remplissage des bassins); 2 : Plio-Pléistocène, laves volcaniques; 3 : (Crétacé supérieur) Tertiaire, Areniscas sup., Tertiaire sub-andin et cailloutis de Jujuy; 4 : Permo-Carbonifère, série calcaréo-dolomitique s. l., Areniscas inf.; 5 : Intrusif, probablement anté-carbonifère; 6 : Dévonien; 7 : Paléozoïque inf.-moyen; 8 : Anté-Cambrien; 9 : Direction de la coupe transversale.

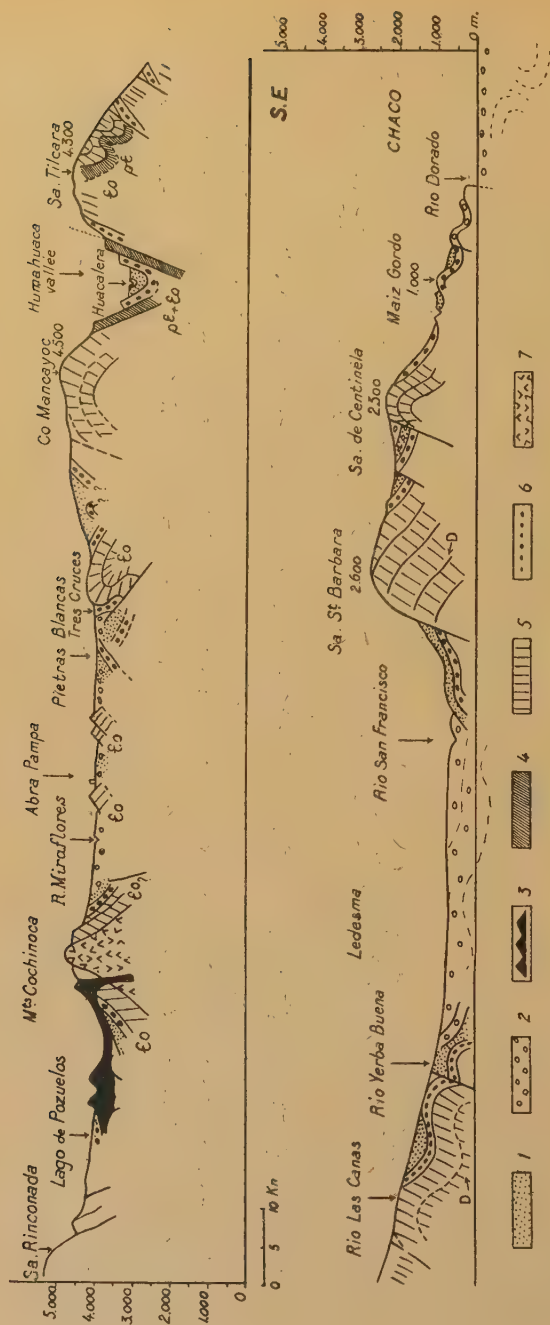


FIG. 2. — Section transversale Puna-Chaco.

1 : Areniscas sup. et Tertiaire sub-andin, Crétacé? Miocène; 2 : « Jujuen » s. str. (Pliocène) et Quaternaire; 3 : Extrusif (dacitique et andésitique); 4 : Précambrien (p. 2); 5 : Paléozoïque (sans série calc. dol.), surtout Areniscas inf., aussi Dévonien (D) dans la région de Ledesma-Santa-Barbara, aussi Cambro-Ordovicien (E 0) dans la région du Puna; 6 : Série calcaréo-dolomitique (Permien); 7 : Intrusif (granodioritique). Échelle : long., 1/1.000.000^e, haut., 1/200.000^e.

Principales sources d'information : 1) « Standard oil » (région de Santa-Barbara); 2) « Ultramar » (Tilcara-Ledesma); 3) Observations de Sgroso et personnelles (Tilcara-Puna); Publications de Bonarelli, Schlagintweit, Hagermann, Daniel.

La seule partie du pays pour laquelle j'ai tenté l'esquisse d'une coupe transversale d'assez grande amplitude (fig. 2), d'après les sources que j'ai mentionnées et mes propres observations, est le coin NW depuis la dépression du Puna à Abrapampa jusqu'aux Monts Santa Barbara, avant-pays du Chaco. D'autres coupes, comme celles de Patagonie ont pour but principal l'illustration de mes conceptions structurales.

SOMMAIRE.

	Pages
I. Les Andes de Jujuy (Argentine NW).....	769
II. L'évolution des Andes centrales.....	804
III. Le problème des orogénèses mésozoïques dans les Andes orientales de Neuquen-Mendoza.....	812
IV. Structure des Andes plissées de Neuquen (Extrême Nord de la Patagonie).....	816
V. Position structurale des Cordillères de Mendoza et des Sierras de la Pampá.....	820
VI. Les Pré-Andes de la Patagonie septentrionale.....	823
VII. Patagonie centrale.....	825
VIII. La question des magmatites « orogéniques » et la position du socle batholitique de Patagonie.....	832

I. LES ANDES DE JUJUY (ARGENTINE NW)

A. DIVISION MORPHOGRAPHIQUE

L'ensemble morphogénique que constitue le NW de l'Argentine est à concevoir simplement comme une partie de la grande zone montagneuse généralement appelée Andes centrales. Ces dernières, comprises entre 22° et 28° de latitude, peuvent être divisées en 3 parties (fig. 3). A l'W la chaîne côtière, nommée *Cordillère côtière* ; de 1.000-2.000 m, une montée rapide mène, à 4-5.000 m d'altitude ; dans les *Hautes Andes*, auxquelles succèdent de hautes terres appelées Hautes Andes proprement dites et s'étendant sur 1°3' de longitude. Les Hautes Andes sont divisées en plusieurs bassins d'entremont et chaînes secondaires, dominés fréquemment par de jeunes cônes volcaniques. Bonarelli a subdivisé ces Hautes Andes en Cordillère principale à l'W, Altiplano au centre et Puna (*sensu stricto*) à l'E. Il est difficile de conserver ces subdivisions tant au point de vue structural qu'au point de vue morphologique. En fait, on donne en général le nom de « Puna » à la plus grande partie des Hautes Andes.

Bien que plus graduelle qu'à l'W, la descente à l'E depuis la région du Puna (environ 4.000 m) jusqu'au Chaco (200 m) est relativement abrupte. Sur ce versant des Andes se trouve une série de Sierras, les *Sub-Andes*, qui pourraient aussi bien être incluses dans les Andes orientales.

Je trouve qu'il est préférable de grouper les Andes de la région frontière Chili-Bolivie-Argentine en 3 régions principales : *Andes occidentales* (Cordillère côtière et Versant oriental andin), *Hautes Andes* (Puna ou Altiplano *sensu lato*) et *Andes orientales* (Sub-Andes) ¹.

Notre coupe géologique transversale (fig. 2) part de la région volcanique des Hautes-Andes à Rinconada (4.500 m), coupe les Sierras de la bordure du Puna (de Mal Paso à Tilcara) et tra-

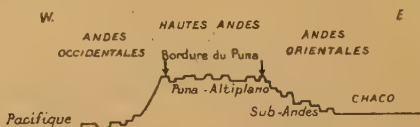


FIG. 3. — Divisions morphologiques.

verse la vallée de Humahuaca ; suit une descente abrupte vers les Sub-Andes de la région Ledesma-Santa Barbara (400 m). La Sierra de Tilcara (4.800 m), c'est-à-dire la Sierra orientale du district d'Humahuaca, est ainsi phytogéographiquement une importante frontière entre la haute région aride du Puna et les versants des Andes orientales (y compris le bassin de Ledesma) couverts d'une végétation sub-tropicale. Ces hauteurs, découpées par des millions de minuscules entailles d'érosion, sont spécialement bien développées dans les cailloutis de Jujuy du Tertiaire supérieur et les cônes d'alluvions. Les deux versants de la vallée Rio Grande-Humahuaca sont ainsi un bon exemple de morphologie de badland aride-semi-aride. Il est curieux de voir les Sub-Andes de la région de Jujuy-Ledesma, couvertes de végétation, présenter souvent ainsi un paysage découpé et disséqué dont l'origine est incompatible avec la végétation qui les tapisse actuellement. Nous ne pourrions donc pas nous tromper beaucoup si nous interprétons comme fossile ce caractère de badland crypto-morphologique des Sub-Andes, recouvert à pré-

1. La division du Pérou du S par Browmann est comparable² : Chaîne frontale (Front Range), Andes orientales, Cordillère centrale, Cordillère maritime ; la distinction entre Chaîne frontale et Andes orientales est impossible dans notre région.

sent par la végétation. Ce sont probablement les vestiges morphologiques d'un climat aride-semi-aride et ils indiquent une migration de la ceinture végétale des régions subtropicales de l'E vers l'W au cours d'une période très récente (Pléistocène sup. — Récent). Une vivante description de cette limite brusque de végétation a été donnée par M. de Martonne entre le Puna et les Sub-Andes.

B. PRINCIPAUX FAITS STRUCTURAUX.

Notre coupe du Puna au Chaco est divisée en de nombreux compartiments élevés en horsts, compartiments affaissés ou dépressions intermontagneuses et compartiments inclinés. Tectoniquement parlant, les affaissements des Sub-Andes comme ceux de Ledesma sont l'équivalent des Bolsones du Puna, du lac de Pozuelos (Prov. de Rinconado), du lac de Guayatoc (Prov. de Cochinoa) ou sont comparables au bassin de Humahuaca de la partie marginale du Puna. De même, les horsts montagneux du Puna : Rinconada, Cochinoa, Sa. de Aguilar, Tres Cruces correspondent aux compartiments élevés des Sierras de Victoria et Tilcara ou aux Sierras subandines de Santa Barbara, Zapala et Calilegua.

Il est évident, sur notre coupe, que la formation de ces compartiments a été précédée par un plissement, conduisant ainsi à la forme tectonique hybride de *montagnes à plis faillés*.

Les épaisses couvertures de laves et les cônes volcaniques, pouvant atteindre jusqu'à 1.000 m au-dessus du substratum sédimentaire, datant du Tertiaire supérieur-début du Pléistocène n'ont été trouvés que près de l'extrémité W de notre coupe, au Puna central dans la région des horsts de Cochinoa et Rinconada. Les appareils volcaniques des Hautes Andes ne sont, en ce sens, qu'une superstructure volcanique reposant sur un soubassement sédimentaire à plis faillés, ici aussi bien que dans les Andes occidentales du Chili.

C. STRATIGRAPHIE.

1. Le Pré-Carbonifère.

a) *Le Précambrien*. — Les formations (fig. 4) les plus intensément déformées par la tectonique sont attribuées ici, comme dans le reste de l'Argentine, au Précambrien. Elles consistent en roches métamorphiques, peu métamorphiques cependant. Ce sont en

général des schistes verts à chlorite-séricite, ainsi que des phyllites (qui n'ont malheureusement jamais été décrites), des schistes

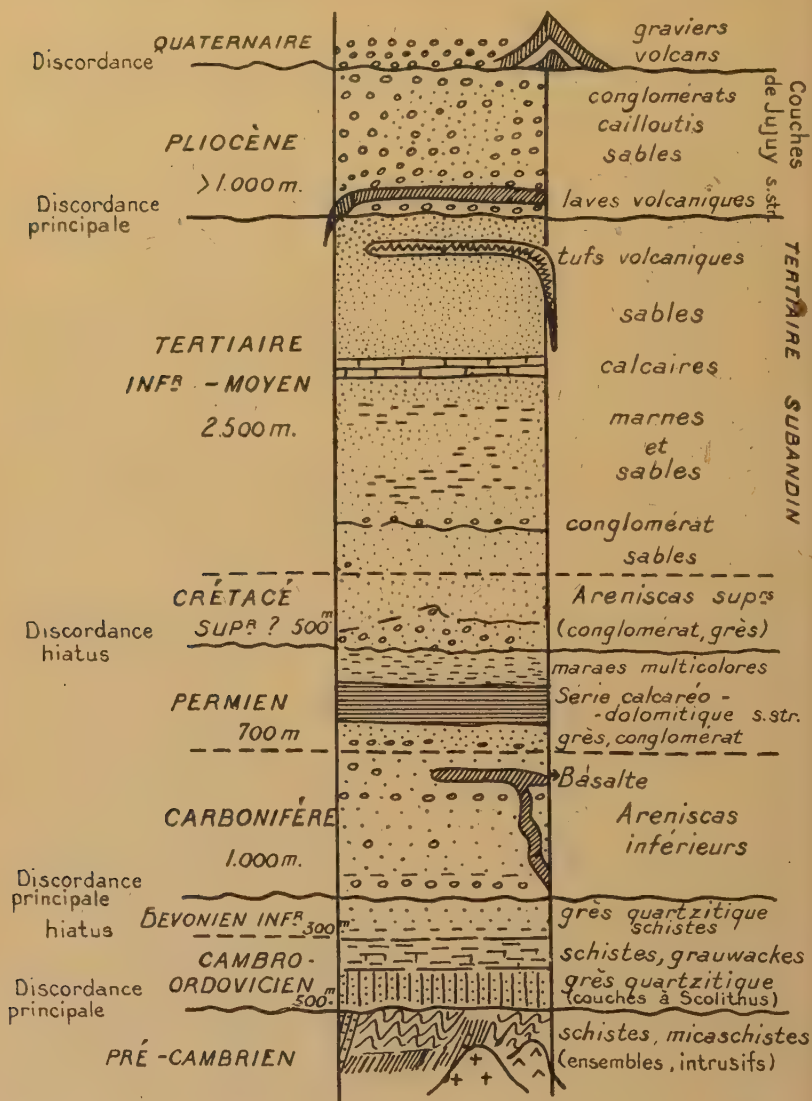


FIG. 4. — Échelle stratigraphique.

ardoisiers et des schistes se débitant en baguettes, des grauwwacks et grès quartzitiques. Beaucoup de schistes non fossilifères (Cochinoca, Mal Paso), attribués au Cambro-Ordovicien,

peuvent appartenir en fait au Pré-Cambrien. Selon Keidel, Hausen et Sgrosso, les schistes fortement inclinés sont séparés du Paléozoïque, qui les surmonte, par une discordance majeure.

b) *Le Cambro-Ordovicien*. — Les seules roches anciennes paléozoïques reconnues dans notre profil sont attribuées au Cambrien supérieur ou à l'Ordovicien (Silurien inf.). Feruglio leur assigne une épaisseur atteignant 500 m dans le N de Tilcara.

Elles consistent essentiellement en grès à *Scolithes*, en grès quartzitiques, avec ripple-marks et stratification entrecroisée, et en schistes à *Parabolinella* et *Dictyonema*. Sgrosso donne une description tout à fait différente du « Cambro-Ordovicien » partiellement métamorphique de la Sierra de Aguilar, avec une épaisseur inhabituelle de 2 à 4.000 m. Une partie de ces roches peut être précambrienne, bien que Sgrosso considère que la plupart de ces roches métamorphiques sont dues au contact du granite d'Aguilar, qu'il place dans le Permo-Trias. Peut-être ce métamorphisme de contact a-t-il quelque rapport avec l'orogénèse du Dévonien sup., idée admise aussi dans le cas de l'intrusion voisine de Cochínoca ; mais les fossiles de l'Ordovicien inf. (*Orusia saltensis*) trouvés par Sgrosso dans cette même région d'Aguilar proviennent de grès gris seulement légèrement métamorphiques. Les couches paléozoïques des régions voisines, bien datées par des fossiles, ne montrent de même qu'un léger métamorphisme. D'ailleurs nous n'avons pas pu observer de différence marquée entre les roches du Cambro-Silurien de Salta (San Bernardo) et les roches rapportées au Dévonien de la Sierra Zapla (Rio Grande Gorge). Il semble y avoir une absence remarquable de mouvements orogéniques durant la longue période qui va du Cambrien au Dévonien. En dépit d'une lacune représentant le Gothlandien, aucune discordance angulaire¹ n'a été observée entre le Cambro-Ordovicien et le Dévonien. Nulle preuve nette d'un plissement calédonien n'existe dans aucune des régions traversées par notre coupe, ainsi que dans le Puna ou la Cordillère orientale bolivienne. Steinmann base le plissement taconique de la fin de l'Ordovicien uniquement sur une déformation encore moins prononcée des roches dévoniennes. Les exposés et les coupes de Beder (Windhausen, p. 78, fig. 16) du Cerro Morado (N de Cangrejillos, Jujuy) indiquant une discordance nette entre

1. *Note du traducteur*. Les termes de unconformity, disconformity, conformity ont été traduits respectivement par discordance, pseudo-concordance, concordance ; afin de ne pas risquer de s'écarter de la pensée de l'auteur certains autres termes anglais ont été maintenus, entre parenthèses, après leur traduction.

le Cambrien et le Silurien avec un conglomérat de base silurien, ne sont pas en harmonie avec les autres observations et devront être vérifiés ¹.

Il est en outre remarquable que, contrairement au Paléozoïque sup., il y ait très peu d'horizons conglomératiques (du type conglomérat de base) mentionnés au Paléozoïque inf. Ceci peut cependant s'expliquer par le caractère marin prédominant du Paléozoïque inf. Le Cambrien décrit par Daniel près d'Alfarcito (E de Tilcara) comme brèche quartzitique (profil 13, AEe t 12, C) est représenté dans la coupe de Bonarelli comme un conglomérat basal de la série calcaréo-dolomitique beaucoup plus jeune.

c) *Le Dévonien*. — Tandis que l'on n'a pas trouvé trace de Gothlandien dans toute la région intéressée par notre coupe, le Dévonien y est bien développé dans la moitié E. Il est représenté dans la plus grande partie des Andes orientales du NW de l'Argentine et plus encore dans les Sub-Andes boliviennes (voir la carte de Stose et Levorsen). Bonarelli, qui s'est particulièrement consacré à l'étude du Dévonien, attribue son absence dans notre secteur W, c'est-à-dire le Puna, aux conditions continentales de cette région à cette époque. Il est exact qu'il y ait une grande diminution de l'épaisseur attribuée au Dévonien depuis la frontière bolivienne (700 m) ou le Chaco (2.000 m à Tartagal suivant Reed ¹) vers notre région subandine (Sierra Zapla, Santa Barbara, 300 m suivant Bonarelli et Hagermann). Mais ce chiffre de 300 m dans les Sub-Andes élevées est encore relativement trop fort pour correspondre à l'hypothèse d'une masse continentale au Puna tout proche. Les flots marins du Dévonien ont bien pu pénétrer dans le Puna, mais leurs dépôts ont été enlevés au cours de l'une des phases d'érosion des épisodes continentaux primordiaux du Permo-Carbonifère ².

À côté des grès et grès quartzitiques, les Sub-Andes sont riches aussi en schistes bitumineux, attribués également au Dévonien. Ces derniers sont regardés comme les roches mères du pétrole trouvé dans l'avant-pays plissé argentin et bolivien (Vespucio-Tartagal) et comme à l'origine des nombreux indices de pétrole de la dépression faillée de Ledesma et d'autres endroits.

Schlagintweit, il est vrai, place l'épaisse série clastique des grès des versants occidentaux de la Sierra Zapla, associés à un conglom-

1. Les schistes argileux charbonneux riches en concrétions ferrugineuses à la base des grès quartzitiques soi-disant dévoniens de Santa Barbara sont encore indéterminés quant à leur âge.

2. En considérant la grande extension du Dévonien marin au Brésil, une transgression venant de l'E est une origine possible pour notre Dévonien.

mérat basal fin à tillites, dans le Gothlandien-Ordovicien. Cependant le faciès, la morphologie et la position stratigraphique de ces couches absolument stériles en fossiles, rappellent assez les Areniscas inférieurs du Paléozoïque sup., dont il sera parlé plus loin. Comme pour les grès quartzitiques « ordoviciens » de Schlagentweit et les marnes sableuses situées sous ces tillites, on observe une grande similitude avec les roches regardées jusqu'ici comme dévoniennes et que l'on voit dans la magnifique gorge de la vallée transversale du Rio Grande (entre Jujuy et San Pedro), sur le versant S de l'anticlinal de Zapla. C'est aussi sur le flanc E de la Sierra Zapla que Ferruglio (1929) a découvert quelques rares mais typiques fossiles du Dévonien inf. L'Est bolivien est beaucoup plus riche en fossiles dévoniens bien caractérisés, mais tous y appartiennent au Dévonien inf. Le Dévonien sup., absent des autres régions de l'Argentine, représente ainsi une *lacune principale d'extension régionale*. Cette lacune est mise en évidence par une discordance bien prononcée sur des couches plissées : c'est une discordance structurale observée depuis notre Puna jusqu'à la Pré-Cordillère de Mendoza. Hausen insiste sur un intense « plissement carbonifère » du complexe Silurien-Dévonien ; Wellhöfer (p. 562) parle de formation de montagnes entre le Dévonien et le Permien et de Paléozoïque fortement plissé avec « anticlinaux et synclinaux se succédant très rapprochés » dans le Chaco. Ceci est en contradiction avec la déclaration plus récente de Reed (p. 605), d'après laquelle dans le Tartagal, sur la bordure des Sub-Andes et du Chaco, « le premier mouvement structural se situe au Tertiaire tardif ».

2. Le Permo-Carbonifère.

Succédant à cet « intervalle » dévonien sup., apparaît maintenant un cycle sédimentaire continental, depuis les Sub-Andes jusqu'à la Pré-Cordillère, avec des séries clastiques, parfois grossièrement, très épaisses, accompagnées parfois d'un véritable volcanisme continental¹. Brackebusch avait nommé ces séries *formación petrolífera* ; elles correspondent partiellement à la formation de Puca de Steinmann. Les auteurs anciens, de d'Orbigny à Bodenbender, leur donnaient un âge principalement permien, quelques-uns les comparaient aux séries de Gondwana ou de Paganzo de la partie moyenne de l'Argentine méridionale.

1. On n'a pas encore déterminé actuellement si les lamprophyres observés dans les couches dévoniennes de Santa Barbara appartiennent à ce volcanisme du Paléozoïque sup. ou sont vraiment dévoniens.

La génération plus récente, avec Steinmann, considère la plus grande partie de la formation pétrolifère comme mésozoïque (Rhétien-Crétacé) ou même cénozoïque (Tertiaire). L'étude approfondie de Bonarelli (1921) a donné une nouvelle impulsion à cette controverse qui n'est pas encore terminée (Hagermann 1936, Frenguelli 1936, Daniel 1940 et Schlagintweit 1937, 1941).

Bonarelli divise la formation pétrolifère en :

1) Areniscas inférieurs, 2) horizon calcaréo-dolomitique, y compris les marnes vertes, 3) Areniscas supérieurs. Suivant cet auteur la coupure stratigraphique la plus importante doit être faite entre les Aren. inf. et la série calc. dol. De même Frenguelli sépare un système A ou « Areniscas inférieurs » d'un système B ou « Salta system ».

Au début de notre discussion nous devons faire les observations suivantes :

a) Les Aren. sup. sont bien plus récents que la série calc. dol. et les « marnes » sous-jacentes.

b) Notre découverte d'un Bivalve du Permien inf. dans la série calc. dol. date les Aren. inf. surtout du Carbonifère. Ainsi avec l'âge permo-carbonifère¹ des Aren. inf. et de la série calc. dol. et de leurs équivalents boliviens (séries de Bermejo sup. et calcaire de Viticua), non seulement nous nous rapprochons des vues de d'Orbigny, Forbes, Bodenbender et Evens, mais nous arrivons à un âge encore plus ancien.

a) *Areniscas inférieurs*. — Les roches qui les composent sont riches en sables rouges, schistes sableux et conglomérats rougeâtres accompagnés de tillites et des roches volcaniques continentales sus-mentionnées.

Contrairement à Bonarelli (p. 37), Hausen (1930) rapporte dans le Puna beaucoup d'affleurements aux Aren. inf. Dans les régions mieux connues de Yavi et Tres Cruces cependant, seule la partie supérieure des Aren. inf. est visible au cœur des anticlinaux ou à la base des compartiments inclinés. A Tilcara, sur le bord E du Puna, les Aren. inf. sont remarquablement absents ou, au plus, représentés par 5 m de conglomérats (Bonarelli) attribués à la série calc. dol. par Daniel. Mais bientôt leur épaisseur croît très rapidement et atteint déjà 1.000 m dans la région

1. Je n'ai pu consulter la publication de FERUGLIO (1931), mais il apparaît d'après d'autres auteurs qu'il assigne un âge permo-triasique aux Aren. inf. et qu'il parle d'une « discordance parallèle » entre Aren. inf. et série calc. dol. Pourtant il attribue aussi la série calc. dol. au Crétacé. Les opinions variées sur l'âge de ces horizons sont résumées dans les tables chronologiques de BONARELLI (1921), FRENGUELLI (1936), et DANIEL (1940).

de Zapla-Caliguella (Bonarelli, Schlagintweit), 1.200 m dans la région de Santa Barbara-Chaco (Hagermann, Wellhöfer) et finalement 1.200-1.500 m dans l'avant-pays du Chaco d'Oran, Tartagal et Embarcacion (Bonarelli, Windhausen, Y. P. F., Standard Oil Co). De là, ils continuent en Bolivie, sous le nom de séries de Bermejo, où ils atteignent l'épaisseur encore plus grande de 6-7.000 m (Heald et Mather) qui comprend 3.000 m de terrains glaciaires (glaciaire de Mandiyuti, etc.). Au S de Salta, Frenguelli a décrit comme système A une série de 3.500 m de sables rouges, à rares intercalations de fins conglomérats, série qui correspond aux Aren. inf. de Bonarelli. Dans la partie supérieure des Aren. inf., des tufs volcaniques, des basaltes, des dykes, mais surtout des effusions superficielles basaltiques sont largement distribués. Des « mélaphyres » trouvés par Brackebusch, Schlagintweit et Hagermann dans la Valle Grande de la région de Zapla-Santa Barbara sont, suivant la courte description de Hermitte (*in* Sgrosso 1945), des basaltes à olivine.

La diminution remarquable ou même l'« absence » des Aren. inf. près de Tilcara est encore manifeste suivant les conceptions récentes de Schlagintweit (1943) sur le versant W de la Sierra Zapla. Malgré de puissantes séries de sédiments clastiques de faciès identique à celui des Aren. inf., Schlagintweit conclut que ceux-ci sont absents ou qu'ils sont représentés seulement par une couche très mince : son horizon « Y ».

Il place par conséquent les très épaisses séries sableuses sous-jacentes « D₁ à D₃ », qui contiennent un conglomérat de base de tillite, « G », ou « horizon glaciaire de Zapla », dans le Dévonien. Cependant, on peut se demander comment, sans preuve paléontologique, cette série continentale clastique épaisse, avec dépôts glaciaires, peut être attribuée au Dévonien. Aussi bien en Bolivie que dans l'Argentine septentrionale, ce faciès est bien représenté par les Aren. inf. authentiques¹. Si l'on adopte les vues récentes de Schlagintweit, la majorité des dépôts de nos Sub-Andes, attribués jusqu'ici aux Aren. inf., pourraient être considérés comme séries basales du Dévonien-Gothlandien seulement ; et les séries correspondantes boliviennes (Bermejo), avec leur complexe inférieur (glaciaire de Mandiyuti, 3.000 m

1. Dans la coupe fig. 1 de SCHLAGINTWEIT, quoique non dessinée à l'échelle, on peut aisément noter que « Y » est moins épais que l'horizon glaciaire de 20 m. Bien qu'il ne soit rien dit sur les caractères pétrographiques de cet horizon « Y », sa position stratigraphique sous la série calc. dol. « C » et au-dessus des grès rouges D₃ (de même faciès que les Aren. inf.) le met en corrélation avec les conglomérats de base de la série calc. dol. du Puna et des Sub-Andes.

d'épaisseur), devraient par conséquent être attribuées au Gothlandien-Dévonien inf. Cette conception est incompatible avec la stratigraphie bien établie des séries de Gondwana dans l'avant-pays argentino-bolivien de Tartagal (Zunino, Reed).

Les tillites et grès bien consolidés de 1.500 m d'épaisseur environ correspondent dans le Tartagal au glaciaire bien plus épais de Mandiyuti-Bermejo des collines de piedmont de Bolivie. Les géologues de l'Y. P. F. attribuent cette série de Gondwana au Permo-Trias, tandis que les géologues de la Standard Oil Co la placent dans le Permo-Carbonifère, étage de l'Escarpe de Tariya (Tunpabé) et de San Telmo (Reed, 1946). A son sommet se trouve un conglomérat non glaciaire, épais de 30 m, le conglomérat de Calarza, mis en corrélation par Schlagintweit avec les Aren. inf. *sensu stricto*. Les deux formations de « Gondwana » et de « Calarza » sont également bien consolidées l'une et l'autre.

Nous observons au contraire un changement soudain de compacité avec l'apparition des formations sus-jacentes de Candado et du Chaco. Celles-ci sont peu ou même presque pas consolidées, indiquant un âge bien plus récent (elles correspondent probablement aux Aren. sup. du Crétacé-Tertiaire et au Tertiaire subandin). La limite stratigraphique la plus importante se trouve évidemment entre les séries de Gondwana-Calarza et de Candado-Chaco. Elle doit correspondre à un énorme espace de temps, probablement une grande partie de l'ère mésozoïque. Suivant Schlagintweit qui attribue les séries de Gondwana au Gothlandien-Dévonien et les séries de Calarza-Aren. inf. au néo-Crétacé, la coupure principale devrait être placée entre les séries de Gondwana et de Calarza. Il reste cette chose frappante qu'une telle coupure stratigraphique ne se manifeste néanmoins par aucune surface nette de discordance ou de pseudo-concordance et que les formations de Candado-Chaco reposent en concordance sur celles de Calarza-Gondwana. Les mouvements terrestres, pendant cette longue lacune, ont eu apparemment un caractère purement vertical (concordances structurales).

b) *La série calcaréo-dolomitique*. — La surface de séparation des Aren. inf. et de la série calc. dol. est décrite par beaucoup d'observateurs comme surface de discordance, certains parlant d'une légère discordance. Cela est possible : la série calc. dol. débute par un conglomérat basal qui indique par conséquent un nouveau cycle de sédimentation, mais à nouveau continental. Cependant ce nouveau faciès diffère du faciès purement et simplement clastique des Aren. inf. par le caractère calcaire et dolomi-

tique frappant des roches finement stratifiées. Ces couches carbonatées avec leurs lits disposés en varves représentent des dépôts d'eaux continentales stagnantes. Tandis que Frenguelli décrit le conglomérat de base polygénique et partiellement bréchique du S de Salta comme un groupe imposant atteignant 2-300 m d'épaisseur, Bonarelli, Schlagintweit, Hagermann et Daniel leur donnent dans notre région une épaisseur bien plus réduite¹.

Ainsi la coupe de Daniel des environs de Tilcara montre seulement quelques mètres de conglomérat et dans le Puna de Tres Cruces le conglomérat de base semble être absent. La série calc. dol. surmonte ici soit les grès brun rouge des Aren. inf. soit le Paléozoïque ancien (Bonarelli).

La coupe stratigraphique de la série calc. dol. *sensu lato* peut être dressée de la façon suivante à partir des diverses observations faites dans notre région.

- c) *Marnes multicolores* (« margas multicolores ») : bigarrées, mais prédominance de marnes vertes (« margas verdes » de Bonarelli) avec intercalations de calcaires oolithiques. 300 m
- b) *Série calcaréo-dolomitique* (« calcareo-dolomitico »), (*sensu stricto*) : calcaires finement lités (varves) et dolomies avec faune terrestre, précédés par, ou interstratifiés avec, des sables rougeâtres et des marnes, ou bien surmontant des grès calcaires. 2-400 m
- a) *Conglomérat de base* (« basal-conglomerate ») : peu épais ou absent.

Les épaisseurs moyennes sont basées surtout sur les données de Bonarelli et Hagermann, complétées récemment, pour la partie centrale de notre région, par les profils stratigraphiques détaillées de Daniel (1941). On a fréquemment oublié de donner une définition claire des horizons situés à la limite entre les Aren. inf. et la série calc. dol. Cela tient peut-être au caractère hâtif des voyages dans la région observée ou à la couverture alluviale. Néanmoins la série calc. dol. proprement dite se distingue toujours des séries des Aren. inf. par la teneur calcaire de tous ses termes y compris les grès (Areniscas calcares). Ceci trouve son expression biologique dans la faune continentale fossile qui a dû vivre dans un milieu aquatique saturé en carbonates. Les marnes multicolores contiennent aussi des intercalations calcaires, mais sur une petite échelle seulement. Comme pour la série calc. dol. *sensu stricto*, elles consistent en calcaires oolithiques et en

1. La coupe 4 de Ducloux (groupe 1) montre environ 100 m près de Tilcara et est en contradiction formelle avec ces observations.

nodules problématiques d'Algues (*Stromalithus*, *Pucalithus*). Par suite de cette similitude de faciès, les géologues argentins réunissent en une série calc. dol. *sensu lato*, les marnes multicolores et la série calc. dol. proprement dite sous-jacente. La faune de Gastropodes, très discutée, de la série calc. dol. *sensu stricto*, est cependant absente dans les marnes, épaisses de 280 m comme on peut le voir sur le profil donné par Daniel (fig. 9).

Beaucoup de couches du top des marnes multicolores ont disparu par érosion, ou bien lorsqu'elles sont préservées, les auteurs ne les distinguent pas suffisamment de la série des Aren. sup. du Crétacé-Tertiaire qui les surmonte. Ceci rend souvent difficile l'évaluation de l'épaisseur de la série calc. dol. *sensu lato*. Les auteurs, néanmoins, lui attribuent une épaisseur à peu près constante de 5-700 m entre le Puna et les monts de Santa Barbara. De là jusqu'au Chaco cependant, cette épaisseur décroît rapidement ; suivant Wellhöfer (1936, p. 599), elle mesure 240 m dans le Lomas d'Olmedo, suivant Rassmuss (1921, p. 34), 140 m seulement dans le bassin de Metan, enfin, dans le Tartagal, elle n'est plus représentée au maximum que par le conglomérat de Calarza épais de 30 m, mentionné plus haut. L'épaisseur insolite de 1.500 m donnée par Groeber aux couches polychromes (« capas policromas ») de Humahuaca englobe très probablement une partie des couches des Aren. sup. La difficulté qui existe pour séparer ces marnes multicolores des Aren. sup. est d'ailleurs visible dans les coupes de Bonarelli et de Daniel des alentours de Tilcara et du bassin d'Alfarcito. Là, les complications tectoniques, dont nous parlerons plus loin, si souvent associées aux marnes plastiques, faussent de leur côté aussi l'idée que l'on peut avoir de l'épaisseur réelle des marnes multicolores.

La série calc. dol., qui apparaît dans les affleurements fréquemment mentionnés de Tres Cruces et de ses environs (Esquina Blanca), appelle une attention spéciale. La coupe stratigraphique suivante résulte des données de Bonarelli (1921, p. 22), De Carlas (*in* Huene, 1931), Sobral (*in* Hagermann, 1936, p. 110), Hausen (1930, p. 121), Sgrosso (1943, p. 20) et de nos propres observations :

- d) grès rose, peu consolidé ;
- c) marnes grises et verdâtres ;
- b) alternances finement litées de calcaires sableux, de calcaires et schistes bitumineux sombres, de calcaires en lits peu épais oolithiques et ocracés, riches en Gastropodes, de calcaires marneux gris et de dolomies finement litées ; 100-200 m.

}	étages à Gastropodes et <i>Kidodia picrocardi</i> de Bonarelli.
---	---
- a) grès calcaires brun rougeâtre.

Comme on peut le voir sur notre coupe, les couches dessinent des plis anticlinaux et sont inclinées de façon dissymétrique vers le bassin d'Abrapampa. Ces couches, sur la voie ferrée Tres Cruces-Iturbe se distinguent par les couleurs variées des grès, dolomies et sables qui alternent, auxquelles correspond morphologiquement une série de « dos d'ânes » (« hog-backs ») inclinés vers le S. La couche la plus récente (*d*) remplit le bassin de Tres Cruces sous forme de sables rouges et de grès peu compacts de caractère Aren. sup.-Tertiaire subandin. Par leurs caractères physiques, ces couches diffèrent des couches calcaréo-sableuses, plus anciennes, plus dures, bien visibles dans les montagnes situées au N et derrière la station de chemin de fer. Étant donné la brièveté de notre visite et aussi à cause de la forte inclinaison monoclinale des couches, il nous a été impossible de calculer de façon sûre l'épaisseur des horizons plus jeunes : les grès roses peu consolidés (*d*) correspondant probablement aux Aren. sup. et les marnes gris vert (*c*) identiques apparemment aux marnes multicolores (« margas verdes » de Bonarelli). L'horizon de la série calc. dol. *sensu stricto* (*b*), si important par ses fossiles, affleure dans le voisinage immédiat de la station de chemin de fer. Suivant Sobral, il a 200 m d'épaisseur ; cette estimation nous semble exagérée et n'a pas dû tenir compte du fort pendage. Les grès calcaires « épais » (Schlagintweit), durs (*a*), d'une teinte rouge foncé remarquable, sont assimilés par Bonarelli et Hausen aux Aren. inf. et occupent la partie élevée de la région (que nous n'avons pas visitée).

Le faciès de notre horizon (*b*), ou série calc. dol. *sensu stricto*, avec ses lits disposés en varves, ses oolites et concrétions d'Algues, présente tous les caractères d'une formation d'eaux peu profondes et relativement chaudes. Calcaire à restes identiques à des *Chara*, craie d'eau douce riche en Ostracodes et écailles de Poissons, alternent avec des calcaires finement lités, riches en Gastropodes, des dolomies et des marnes violettes. Les dolomies et marnes sont complètement dépourvues de macro- et microfossiles et, comme les marnes vertes, font supposer une origine saumâtre. Du gypse est mentionné dans les marnes bariolées de quelques régions du Puna ; sa position stratigraphique n'est cependant pas certaine : il peut appartenir aux Aren. sup. d'où sont fréquemment mentionnées des couches gypseuses.

A l'intérieur de cette série colorée de teintes claires, on observe en contraste un horizon sombre de calcschistes bleuâtre gris, feuilleté, dans lequel a été trouvé *Kidodia*, notre fossile permien d'eau douce. La roche est criblée de petites taches sombres elliptiques, qui ressemblent quelque peu à des Fucoïdes, quoique de taille plus petite (1-2 cm). A ces marnes multicolores sont également associées des roches signalées comme « sapropélites » ou « marnes bitumineuses » par Schlagintweit (Santa Candellaria) et Frenguelli (Santa Maria, S de

Salta). Frenguelli (1936-1937, p. 329) les compare aux schistes pétrolifères de la formation de Green River en Amérique du Nord, décrite par Bradley. Dans une note plus récente, celui-ci (1929, p. 182) décrit certains schistes à bogheads qui nous font penser aux calcschistes de Tres Cruces¹.

La question semble bien ainsi se poser de savoir *jusqu'à quel point les schistes de Tres Cruces sont à l'origine de certains indices de pétrole* que nous avons étudiés à Pietras Blancas, à 25 km à l'E de Tres Cruces. La localité est probablement identique à celle de Barro Negro de Bonarelli, Hausen, Sgrosso et est située à mi-chemin entre le horst précambrien-paléozoïque inf. de Santa Aguilar et les chaînes plissées compartimentées (« folded blockmountain ») de Tres Cruces (coupe transversale, fig. 2). Ici, en dehors du centre de la plaine, rempli de dépôts tertiaires-quaternaires, s'élève, bien visible, une hauteur isolée formée de couches claires (« Pietras Blancas »), délicatement contournées de calc. dol. *sensu stricto* typique, avec de nombreux indices d'huile lourde. Structuralement, cette hauteur représente le compartiment W incliné d'un petit dôme faillé ou d'un anticlinal; le compartiment E abaissé par failles est caché sous la plaine. Puisqu'aucune des couches-mères habituelles du Dévonien subandin (ni même les schistes à Graptolithes de l'Ordovicien) n'est connue dans cette région du Puna, les indices des Pietras Blancas peuvent être mis en rapport avec les schistes de Tres Cruces de notre série calc. dol.

Les plissements du Tertiaire supérieur, suivis par un découpage en compartiments par le jeu de failles, ont occasionné des structures secondaires caractéristiques parmi les couches lamellaires élastiques de la série calc. dol. *sensu stricto* et les marnes multicolores plastiques. Les forces de tension et de compression ont conduit à des plis en genou, des froncements et chiffonnements de couches, à des failles mineures et à des chevauchements vers le haut ou vers le bas. Ces phénomènes sont particulièrement bien développés dans les grabens d'entre-monts où de multiples mouvements différentiels des compartiments ont provoqué cette *tectonique mineure*. Une description de Negro Muerto, localité située à 25 km des Tres Cruces, et publiée par Hock (1905, p. 503) sous le titre plus large de « Flexure dans les grès crétacés », illustre bien ces contorsions et plissements mineurs. De bonnes photographies ont été publiées récemment par Daniel

1. Ces roches, qui sont conservées au Museo de la Plata par le prof. Frenguelli, méritent une étude plus poussée à cet égard.

(1941). Mais ces structures secondaires ont été injustement comparées avec la véritable tectonique alpine (« retroplegamiento », « corrimiento », « subres currimiento ») ; ils appartiennent à des phénomènes tectoniques locaux, autochtones, pour lesquels nous avons proposé ailleurs (1943) le terme de « tectonique endémique de bassin » (« endemic basin-tectonics »).

Il y a 100 ans (1847) d'Orbigny publiait son œuvre fondamentale ; depuis lors la faune et l'âge de la série calc. dol. sont devenus l'un des problèmes les plus discutés de la stratigraphie argentine et bolivienne. D'Orbigny attribuait la faune, avec sa forme-guide *Chemnitzia* (*Melania*) *potosensis*, au Trias ; Brackebusch (1883) soutenait un âge crétacé, quoique sans preuve paléontologique ; cette opinion fut adoptée dans une courte note par Steinmann (1904, p. 3) qui trouva, en place dans la « formación petrolífera » marine, à côté de Miraflores, dans l'E de la Bolivie, des Échinides crétacés. Les recherches les plus approfondies furent effectuées par Bonarelli (1921) et revues plus tard par Cossmann (1925). Les matériaux de Bonarelli provenaient de notre région frontière entre Argentine et Bolivie, en partie de localités que nous avons visitées (Puna de Tres Cruces). Suivant Bonarelli et Cossmann, cette faune, qui consiste surtout en Gastéropodes du groupe primitif des *Zygopleura* et *Paracerithium* (avec quelques rares formes de *Stephanocosmia*, *Spirostylus*, *Gonioconcha*), appartient au Trias tout à fait supérieur ou au Lias. Mais Frenguelli (1936) considérait les Gastéropodes de Bonarelli comme impropres pour fixer un âge, et les formes cf. *Stromatolithes* problématiques comme « semblant correspondre » à certaines Algues crétacées (p. 326). Il insistait, d'autre part, sur le caractère non marin de la flore et de la faune de Gastéropodes.

Les découvertes de Steinmann furent décisives pour la majorité des géologues argentins qui, comme lui, attribuaient cet horizon calc. dol. au Crétacé (voir la table comparative de Daniel, 1940, p. 14)¹. Schlagintweit représente le point de vue extrême toujours adopté par les géologues de l'Y. P. F. (*Bol. Inf. Pétr.*, 1947, p. 12, fig. 1) en attribuant un âge néo-crétacé, même aux Aren. inf. sous-jacents. Pour renforcer ses vues, Schlagintweit réexamina la coupe de Miraflores en Bolivie, levée par Steinmann. On acquiert à présent la conviction que les couches de Mira-

1. Dans le désir d'attribuer à tout prix un âge crétacé à la série calc. dol., celle-ci a été rapprochée de diverses séries continentales du Pérou, qui, comme la formation d'Avayacas par ex., contiennent des intercalations de dépôts marins crétacés (voir la discussion de FRENGUELLI, 1936-1937, p. 348).

flores, quoique présentant des rapports de faciès avec elle, sont différentes de la série calc. dol. et ressemblent en fait aux Aren. sup.-Tertiaire subandin, d'âge Crétacé sup.-Tertiaire. Les principales caractéristiques de ces formations plus jeunes sont :

1) l'abondance de la stratification entrecroisée dans les grès de base ; 2) l'abondance des dépôts de gypse ; 3) l'abondance des tufs volcaniques au-dessus et au-dessous des couches à Échinides ; 4) la faune d'eau douce à cachet tertiaire. Les Algues problématiques (*Stromatolithus*, *Pucalithus*), trouvées à Miraflores, vont du Paléozoïque au Cénozoïque et ne sont, par conséquent, pas des fossiles caractéristiques. Les couches de Miraflores nous rappellent beaucoup les formations du Chaco récemment décrites par Wellhöfer, avec des *Stromatolithus*, des calcaires d'eau douce, des tufs, des marnes à Insectes ayant un caractère semblable à la faune d'Insectes tertiaire de Cokerell. A celles-ci appartiennent probablement les Mollusques d'El Molino en Bolivie trouvés par Pilsbry ainsi que les couches à *Planorbis*, *Limnea* de Yavi à la frontière argentino-bolivienne.

En suivant Bonarelli et Cossmann, Gerth (1935) admet l'attribution de la série calc. dol. au Trias, particulièrement au Rhétien. Ce jugement a pu être influencé aussi par la découverte d'un os de *Lacertilia* dans la série calc. dol. proprement dite que Huene regardait comme « au moins » triasique. Ce fossile fut trouvé par De Carles à Esquinas Blancas à côté de Tres Cruces dans des schistes lithographiques surmontant les calcaires à Gastéropodes et situés au-dessous des marnes multicolores.

Dans cette discussion sur l'âge de la série calc. dol. du Puna et des Sub-Andes, une importance spéciale doit être attachée à un Bivalve, bien conservé, jusqu'ici inconnu, que nous avons trouvé dans un affleurement de la série calc. dol. *sensu stricto* à la station de chemin de fer de Tres Cruces. Le fossile provient des calcschistes bleu gris (à caractère de boghead) et a été depuis déterminé et décrit (1945) comme *Kidodia picardi* par Juan Frenguelli.

Kidodia picardi, suivant Frenguelli, est très proche du *K. stockleyi* sud-africain. Le genre *Kidodia* fut créé par Cox (1936) et toutes ses espèces proviennent des couches non marines de Ruheme à *Palaeonodonta* et *Carbonicola* du Karroo du Tanganyika. Comme les couches de Ruheme sont surmontées par le Beaufort inf. marin, c'est-à-dire la partie la plus basse du Permien sup., les couches à *Kidodia* peuvent être attribuées au Permien inf. Ceci signifie que la série calc. dol. *sensu lato* (conгло-

mérats de base, série calc. dol. sensu stricto, et marnes multicolores) est indubitablement permienne. En tenant compte du grand intervalle de temps qui s'est écoulé entre la série calc. dol. et les Aren. inf. sous-jacentes, on arrive à la conclusion que les Aren. inf. sont au moins d'âge permien inf., mais plutôt carbonifère. Ainsi peuvent-ils correspondre au système de Paganzo-Gondwana de la partie moyenne de l'Argentine méridionale. Les Aren. inf. (séries de Bermejo en Bolivie) et la série calc. dol. (calcaire de Viticua en Bolivie), c'est-à-dire la « formación petrolífera » (non compris les Aren. sup.) sont permo-carbonifères. Le volcanisme continental si discuté (voir Windhausen, 1931, Frenguelli, 1936), placé jusqu'ici entre le Trias et le Lias, appartient au Permien inf. ou plus probablement au Carbonifère sup. Le plissement des couches paléozoïques qui précède le dépôt des Aren. inf. est ainsi précarbonifère, résultat en harmonie également avec l'orogénèse acadienne ou du Dévonien sup. des Andes de l'Argentine centrale (Pré-Cordillère).

c) Paléogéographie du Permo-Carbonifère des Sub-Andes et comparaison avec les régions voisines. — Au début de la période des Aren. inf., de puissants fleuves et torrents glaciaires descendaient d'une aire montagneuse élevée, située près des Andes occidentales actuelles, vers l'E, dans un gigantesque bassin de sédimentation intra-continental (fig. 5), qui s'étendait du Puna jusqu'au Brésil. Dans ce bassin continental, comparable par l'étendue et ses caractères aux bassins intra-continents africains du Congo, du Kalahari ou du Karroo, d'énormes masses de matériaux alluviaux et des cailloutis fluviaux se déposèrent en premier. Ensuite s'établit un faciès aride, désertique, connu par les « areniscas coloradas », etc., formant la partie supérieure des Aren.

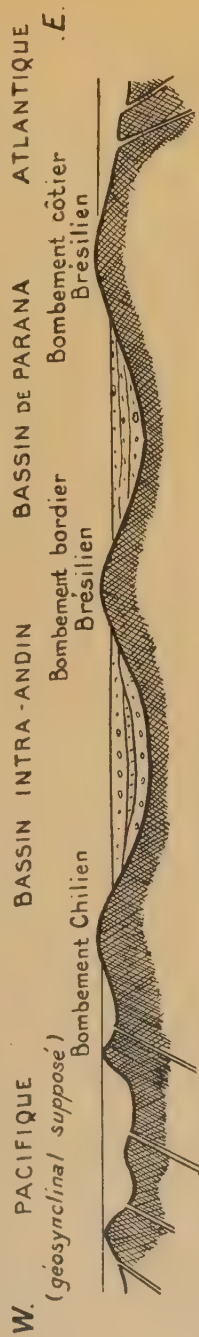


Fig. 5. — Section transversale de l'Amérique du Sud centrale (lat. 20°) au Cénozoïque moyen.

inf. ¹. Le pays était recouvert par des « couches rouges » et des formations désertiques colorées avec, ici et là, des lacs argileux dans lesquels des rivières paresseuses déposaient leurs sables fins, boues et limons.

Comme à l'origine des séries du Karroo ou des Grès de Nubie d'Afrique (Picard, 1939), les mouvements épirogéniques de ce bassin ou des massifs contigus conduisirent pendant une longue période à des dépôts et remaniements continentaux fréquents. Des complexes entiers de ces formations, qui peut-être comprenaient des intercalations marines, furent érodés et aussitôt remplacés par d'autres. Quelquefois recouverts, cependant, par d'épaisses nappes de laves basaltiques (mélaphyres), ces sédiments furent mieux préservés et persistèrent. Ces épanchements « gondwaniens » se produisirent à la fin des Aren. inf., c'est-à-dire au passage du Carbonifère sup. au Permien inf. ².

Un grand lac continental, ou plutôt une mer intérieure, existait au Permien inf., s'étendant sur plusieurs degrés de latitude (Titicaca-Tucuman) ; son étendue peut être comparée à celle de la mer Caspienne actuelle ou de la mer néogène pontico-euxinique. Dans ce bassin maritime intérieur une série assez uniforme de sédiments limniques-saumâtres se déposa sur 700 m d'épaisseur : la série calc. dol.

Nous ne pouvons donc partager l'opinion suivant laquelle la série calc. dol. se serait déposée séparément dans plusieurs bassins inter-montagneux isolés. La meilleure conservation et la distribution du Permo-Carbonifère (Aren. inf. et série calc. dol.) dans les grabens inter-montagneux, comparativement avec les horsts élevés et fortement dénudés du Puna et des Sub-Andes, peuvent facilement s'expliquer par le processus normal de l'érosion (nous reviendrons dans un autre chapitre sur cette question, p. 798). Le processus de sédimentation continentale qui prit place dans ce bassin régional (fig. 8) ne se termina pas avec le Permien, mais continua au Cénozoïque comme l'a déjà observé Bodenbender. Comme les Grès de Nubie en Afrique, nos formations continentales représentent ainsi un *faciès* s'étendant sur un laps de temps très long, durant lequel ont prévalu des conditions de sédimentation relativement constantes, qui furent interrompues de temps en temps par des processus de dénudation à une échelle régionale. La détermination de l'âge de ces formations est souvent rendue incertaine par le manque de bons fossiles. C'est ce qu'a traduit Bracke-

1. Du Toit (1927), qui attribue la partie sup. des Aren. inf. au Trias, les compare aux formations désertiques africaines.

2. Ils ont été mis en corrélation avec les nappes de laves de la Serra Geral du bassin de Parana, mais ceci ne peut être admis que si ces laves de Parana ne sont plus comparées avec le système rhético-liasique du Karroo le plus supérieur (Du Toit, 1937).

busch par la désignation quelque peu vague de « formación petrolífera » pour comprendre toutes les formations depuis les Aren. inf. jusqu'aux Aren. sup. (ou même le Tertiaire subandin) ; de même Steinmann en incluant toutes les séries continentales depuis les Aren. inf. jusqu'aux « couches de Jujuy » du Tertiaire sup. sous le terme compréhensif de « grès de Puca » (attribué par lui exclusivement au Crétacé inf.). Comme l'indique le nom de « Puca », c'est-à-dire « rouge », ces couches ont principalement le caractère de « couches rouges ». Le nom donné par Steinmann ne peut s'appliquer qu'avec ce sens, c'est-à-dire comme un faciès *Puca*.

Avec cette conception de faciès, nous arrivons aussi à une meilleure interprétation des minces intercalations marines dans les volumineuses séries continentales. Elles dénotent des pénétrations de la mer, de courte durée et insignifiantes, dans le vaste bassin continental. Ces couches épi-continentales sont cependant absentes dans notre région en particulier, ou d'une si faible épaisseur qu'elles n'ont pas encore été découvertes¹. De semblables intercalations marines sont mieux connues en Bolivie et au Pérou où elles se répètent de plus en plus fréquemment ; elles appartiennent en général au Carbonifère ou au Crétacé. La présence de Trias marin, mentionné par Penck au Puna de Atecamá (col de Tolarcito) comme interstratifié dans des séries de couches rouges conglomératiques de 900 m d'épaisseur, doit être vérifiée.

Dans les contrées contiguës au S, se trouve la région bien mieux étudiée de la Pré-Cordillère. Des preuves paléobotaniques et la liaison stratigraphique étroite du Carbonifère marin avec les tillites dans la Pré-Cordillère de S. Juan-Mendoza décidèrent Du Toit (1927) à placer les couches tillitiques dans le Carbonifère ; Keidel en faisait originairement du Paganzo inf., c'est-à-dire du Permien sup. Les preuves botaniques fondamentales trouvées par Du Toit et ses conceptions stratigraphiques tout entières ont non seulement été confirmées récemment par Frenguelli (1943-1944), mais ont reçu de ce dernier un important support paléontologique et des amendements stratigraphiques, par exemple par l'attribution d'un âge carbonifère inf. au premier stade glaciaire. Plus récemment Heim (1945) et Braccacini (1946) ont confirmé les résultats de Du Toit et de Frenguelli. Ainsi la *discordance principale* entre Dévonien et série de Paganzo (« planici de destrucción, plano de denudación pregondwaniana » de Windhausen), si fréquemment citée par Wichmann, Stappenbeck, Keidel, Trümpy,

1. Bien que De Carles mentionne des couches marines crétacées qui surmonteraient les couches sus-mentionnées de la série calc. dol. à *Lacertilia* d'Esquina Blancas (près de Tres Cruces), aucun fossile marin n'y a été spécifié.

Frenguelli, Heim, Braccacini, aussi bien que l'orogénèse principale qui l'a précédée, *n'est plus intrapermienne mais devient pré-carbonifère*. Les autres « plans d'intersection » au sein du Permo-Carbonifère le plus souvent désignés comme « discordancias » sont des concordances au sens structural. Ils sont mieux décrits comme discontinuités stratigraphiques (pseudo-concordances), discordances mineures par érosion ou coupures mineures ou, avec Trümpy, comme sub-discordances. Du Pérou central à l'Argentine centrale, la *coupure principale du Paléozoïque tombe ainsi dans le Dévonien sup.* En outre, depuis la Bolivie jusqu'à la Pré-Cordillère, les *séries continentales de Bermejo, des Aren. inf., du Gondwana et du Paganzo inf., doivent être attribuées au Carbonifère*. La première désignation, celle de d'Orbigny en 1847, de « grès carbonifères » trouve sa justification, cent ans plus tard.

Il est évident que notre série calc. dol. surmontant les Aren. inf., correspond mieux ainsi au Paganzo sup. ou au Piso II de la Pré-Cordillère ¹.

Indépendamment de la parenté de faciès révélant maintes couches calcaires, dolomitiques et oolithiques dans le Paganzo sup. de la Pré-Cordillère, la dernière publication de Frenguelli (1945) a apporté des points de comparaison faunistiques importants. Cet auteur a trouvé, dans le Piso II, des Palaeonodotes ayant des rapports avec ceux du Permien inf. de Russie, aussi bien qu'avec ceux des couches de Ruheme à *Kidodia* d'Afrique australe. Ceci renforce l'unité stratigraphique du Permo-Carbonifère de ces deux régions, Sub-Andes et Pré-Cordillère.

Nous arrivons ainsi au résumé paléogéographique suivant :

Après l'orogénèse du Dévonien sup., qui donna naissance à la zone de plissement des Gondwanides, laquelle s'étendit (comme nous le dirons plus loin) de la Patagonie au Pérou, en passant par les Andes centrales, commença un cycle d'érosion et de dépôt intenses. Celui-ci amena une sédimentation glaciaire, fluviale, éolienne et limnique-saumâtre, rarement troublée par les dépôts épi-continentaux d'une mer peu profonde. Ces phénomènes se déroulèrent sur un relief continental de bombements et de bassins régionaux, dont l'existence dans le NW de l'Argentine se poursuivait au Mésozoïque et pendant la plus grande partie du Cénozoïque (fig. 5, 8). Cette longue période continentale s'étendit ainsi du Carbonifère au Tertiaire, interrompue occasionnellement seule-

1. Pour ce Piso II, Du Toit (1927) avait déjà supposé un âge Permien inf.

ment par une mer de bordure. La direction de ces transgressions — venaient-elles de l'W (Pacifique) ou de l'E (Atlantique)? — est encore, dans bien des cas, ouverte à discussion. Correspondant au caractère continental du Permo-Carbonifère, le volcanisme est du type cratogénique. Les granodiorites de Cochino et de la Sierra de Aguilar dans notre Puna, attribuées par Hausen et Sgroso au Paléozoïque sont (voir la coupe transversale) probablement liées à l'orogénèse du Dévonien sup.

3. L'intervalle Trias-Crétacé.

L'absence de discordances même secondaires entre la série calc. dol. *sensu stricto* et les marnes multicolores, l'abondance de calcaires oolithiques et de concrétions stromatolithiques dans les deux horizons, amenaient beaucoup d'auteurs à rapporter les marnes multicolores à l'horizon calc. dol. *sensu lato*. Mais, comme nous l'avons montré dans un chapitre précédent, de telles comparaisons de faciès — surtout lorsque manquent les fossiles — ne peuvent convenir pour des corrélations dans le temps. Beaucoup de couches décrites comme marnes multicolores appartiennent aux Aren. sup. ou même au Tertiaire sub-andin, et vice versa. Au contraire, observées de façon plus précise, les coupes montrent que les marnes multicolores véritables sont toujours séparées des couches sus-jacentes par une nette discordance.

Quel que soit l'âge attribué aux marnes multicolores, il n'y a de loin aucune trace de Trias-Jurassique continental ou marin ou de Crétacé bien défini dans la région de nos Sub-Andes. Un hiatus aussi extraordinairement long, comprenant presque tout le Mésozoïque, ne peut s'expliquer qu'à la lumière de processus de sédimentations continentales, de dénudations et remaniements se déroulant sur des boucliers anciens. Nous nous rapporterons à nouveau à notre exemple précédent des Grès de Nubie du bouclier Afrique du Nord-Arabie : au cours de leur histoire, des formations entières ont été supprimées par dénudation, pour réapparaître comme matériel remanié et redéposé dans les couches plus récentes de ce système nubien.

4. Crétacé supérieur. Partie inférieure du Tertiaire moyen.

a) *Areniscas supérieurs*. — L'intervalle mésozoïque est bien marqué par un net « hiatus » (Bonarelli, Schlagintweit, Hagermann, Hausen, Wellhöfer) ayant le caractère d'une discordance

par érosion (« erosional discordance ») ou pseudo-concordance (voir Bonarelli, fig. 9, p. 77).

Sur l'ancienne surface continentale et marquant le début d'un nouveau cycle continental classique, reposent des conglomérats de base avec éléments provenant de la série calc. dol. (Anderson) (« residual breccias » de Bonarelli et « bleaching zones » de Schlagintweit). Les Areniscas supérieurs qui leur succèdent consistent, pour la plus grande part, en sables rougeâtres (Tres Cruces, Tilcara, 300 m d'épaisseur dans les deux cas) présentant fréquemment des phénomènes de stratification entrecroisée et de fausse stratification ainsi que de nombreuses intercalations conglomératiques. Contrastant avec les Aren. inf., les Aren. sup. sont souvent calcaires et montrent un faible degré de cimentation. Ce caractère prononcé de « couches rouges » et les restes de Dinosaures trouvés par Steinmann à Humahuaca (Bonarelli, p. 28) suggèrent la comparaison avec les couches rouges à Dinosaures de Patagonie datées du Crétacé sup., et, suivant Simpson, du Tertiaire inf. aussi. (Les restes de Tortues trouvés par Daniel à Tilcara appartiennent peut-être aux Aren. sup.). Feruglio (d'après la référence de Daniel, p. 17) en se basant sur les restes de Dicotylédones, conclut au Crétacé moyen, au plus tôt. Mais toutes ces découvertes ne sont guère susceptibles, de dater les couches, et elles devront être contrôlées aux points de vue paléontologique et stratigraphique.

Dans les Sub-Andes de Tartagal, la formation correspondant le mieux aux Aren. sup. est la série de Candado (200-800 m), du type molasse, peu consolidée, qui surmonte la série de Calarza fortement consolidée. Peut-être les formations de Tucuru en Bolivie, d'Ayavaca au Pérou (avec des intercalations marines crétacées) sont-elles du même âge¹. Au S de Salta, la formation de Famatinense (Piso III de la série de Paganzo de Bodenbender) ou celle du Santamarino inférieur de Frenguelli doivent également correspondre aux Aren. sup., bien que ce dernier auteur lui donne un âge tertiaire (1936). Wellhöfer (1936) rapporte les marnes multicolores à Stromatolithes et Insectes, avec tufs volcaniques et grès du Chaco aux Areniscas sup. Mais ce faciès est plutôt typique du Tertiaire subandin qui les surmonte. (Dans le Cuenca de Méta, les Aren. sup., suivant Rasmuss 1921, n'ont que 100 m d'épaisseur).

b) *Tertiaire subandin*. — Les couleurs bariolées du Tertiaire

1. Revoir plus haut à ce sujet notre discussion sur les couches de Miraflores en Bolivie (p. 783-84).

subandin sont dues aux argiles et marnes saumâtres riches en gypse, aux tufs dits andésitiques, aux calcaires oolithiques, aux calcaires lithographiques riches en Insectes, ainsi qu'aux couleurs alternées des grès eux-mêmes.

Contrastant avec les « couches » des Aren. sup., cet ensemble peut être désigné comme un « faciès désertique coloré ». Tous les auteurs sont d'accord sur une transition graduelle des Aren. sup. au Tertiaire subandin et presque tous sur l'attribution du Tertiaire subandin au Tertiaire inférieur-moyen (Eocène à Miocène). Des couches calcaires limniques, riches en *Corbicula stelzneri*, sont si largement représentées dans le Miocène supérieur de ce Tertiaire subandin que l'on peut aussi bien désigner cet horizon : étage à *Corbicula*.

Tout le monde insiste sur sa grande épaisseur. Mais, dans les croquis, les couches des Aren. sup. y sont presque toujours incluses : ainsi dans notre région des Sub-Andes (coupe de Ledesma), Bonarelli lui attribue 2.000 m, Schlagintweit 4-5.000 m ; dans la région de Jujuy, pour Keidel, l'épaisseur est de 6.000 m (mais en y comprenant très probablement les cailloutis pliocènes de Jujuy), Wellhöfer lui donne 1.000 m dans le Chaco ; Heald et Mather ont mesuré 2.000 m dans les formations de Tatarenda-San Isidore en Bolivie. Dans le Tartagal les 3.000 m d'épaisseur de la formation de Chaco y sont probablement compris. La partie supérieure de la série de Santamarino de la région de Salta reconnue par Frenguelli, le Calchaquense inférieur de Bodenbender correspondent peut-être au Tertiaire subandin. Ainsi, les Aren. sup. et le Tertiaire subandin atteignent une épaisseur moyenne de 3.000 m depuis la région de Salta jusqu'aux Andes orientales de Bolivie.

A la suite du résumé de Windhausen (1931, p. 404), Frenguelli a récemment examiné très complètement le problème de la chronologie tertiaire de notre région, ainsi que des Sub-Andes tout à fait méridionales et des régions andines plus occidentales (1936, p. 449-506). Nos Aren. sup. et notre Tertiaire subandin sont comparables, d'après lui, au Famatinense et au Calchaquense inférieur ou au Santamarino. Tandis que les Aren. sup. sont très pauvres (sinon totalement privés) en roches volcaniques, tous les observateurs insistent sur la présence de tufs acides et de cendres dans le Tertiaire subandin. Bien que nous manquions d'examen pétrographiques détaillés, la désignation d'« andésitique » leur est le plus souvent attribuée. On n'a jamais prouvé la présence de laves effusives ou intrusives dans le Tertiaire subandin. Les laves dacitiques-andésitiques très étendues du Puna (« andésites anciennes » de Penck) sont maintenant attribuées au Plio-Pléistocène, immédiatement avant ou après le dépôt des cailloutis de Jujuy.

5. Le Pliocène.

Cailloutis du Jujuy.

Couches de Jujuy *sensu stricto* (Araucaniano).

La conception originale de Steinmann de ses « Jujuy Schichten » (1904, p. 3) comprenait un complexe de conglomérats et de marnes sableuses bigarrées, avec intercalations de calcaires d'eau douce surmontant « en concordance » ses « Kreide-Sandsteine », c'est-à-dire nos Aren. inf. et notre série calc. dol. Ainsi, Steinmann attribuait-il apparemment le complexe entier du Tertiaire subandin (peut-être aussi les Aren. sup.), ainsi que les séries de cailloutis superimposées de 1.000 m d'épaisseur — en un mot, tout le Tertiaire — aux couches de Jujuy.

Cependant, beaucoup d'auteurs réservent ce nom pour les séries de cailloutis si bien exposées dans les environs de Jujuy des deux côtés du Rio Grande. Si, en accord avec Bonarelli, Hagermann et autres, nous désirons néanmoins maintenir le terme de couches de Jujuy, nous appellerons le complexe entier *couches de Jujuy sensu lato* et les séries de cailloutis *couches de Jujuy sensu stricto* ou, comme nous le proposons, *cailloutis de Jujuy* (« Jujuy gravels »). Frenguelli (p. 476, 477) identifiait les couches de cailloutis à la formation d'Araucaniano d'Ameghino et en somme se passait du terme stratigraphique de Jujuy. Dans la nomenclature utilisée dans les régions voisines, nos cailloutis de Jujuy peuvent être comparés à la formation de Calchaquense, grossièrement clastique (Bodenbender, Stappenbeck), aux véritables cailloutis du Puna de Penck et peut-être aux parties récentes de la formation du Chaco. Ces formations riches en bois fossiles (*Pityoxylon*) et en Mammifères (*Glyptodon*) sont généralement attribuées au Pliocène.

Les cailloutis de Jujuy contiennent au début beaucoup de matériel sableux, mais le pourcentage de cailloutis augmente rapidement et ils consistent alors en galets bien arrondis, riches en pierre ponce. Les couches de Jujuy *sensu stricto* forment une topographie de bad-land intensément découpée, dénotant la nature assez peu consolidée du matériel. D'après Bonarelli, Hausen et Hagermann, les cailloutis de Jujuy sont séparés du Tertiaire subandin par une discordance, mais sont à leur tour surmontés en discordance par des cailloutis de terrasses quaternaires (« post-Puñeno » de Penck). On en trouve la démonstration structurale dans le plissement très faible de ces couches de cailloutis de Jujuy, par comparaison avec la structure bien plissée du Tertiaire

subandin sous-jacent et avec le Quaternaire non plissé qui les surmonte. Hausen considère la période des « jujuyenos » comme ayant été particulièrement active en phénomènes volcaniques et plutoniques ; mais sur l'âge exact de ces éruptions on ne possède que peu de données. Dans le Puna, de grandes nappes d'épanchements de laves acides, de liparite, trachyte, trachy-andésite, andésite, dominent la région de Rinconado et de Cochinoa. Le type en nappes de ces épanchements demande une pénéplaine anté-éruptive, ces éruptions ont dû prendre place au-dessus des deux plans de discordance, un peu avant ¹ et après le dépôt des cailloutis de Jujuy. Hausen insiste sur la haute teneur en potassium des andésites du Puna ; mais les tinguaites, bostonites et basanites fortement alcalines, probablement quaternaires, que Beder a signalées aux confins du Puna (Santa Victoria), sont encore plus remarquables. Elles témoignent de la continuation du type « atlantique » dans nos Andes centrales.

La coupe de Bonarelli (fig. 1, p. 12) montre le complexe des cailloutis de Jujuy dans son développement typique à l'W de Tilcara ; ils sont indiqués au N de Jujuy dans la coupe de Hagermann. Dans la région de notre coupe (fig. 2) ils sont largement distribués dans les fossés intermontagneux de la Pampa d'Abra ², de Ledesma et dans la dépression du Chaco. Le plus souvent recouverts par d'épais cailloutis, sables et limons quaternaires, ils forment le remplissage de ces bassins, avec le Tertiaire subandin et les Aren. sup. sous-jacents, sur une épaisseur de plusieurs milliers de mètres.

6. Quaternaire.

Les cailloutis quaternaires, sables et limons, riches en colonnes sculptées par l'érosion, ont été particulièrement sensibles aux effets des éboulements et glissements récents, les « volcanos » de la région du Rio Grande entre Jujuy et Tilcara. Sgrosso décrit des phénomènes glaciaires tels que cirques et stries à 3.800 m au Puna à Rinconada et à la Sa. Aguilar. On mentionne souvent des cailloutis fluvio-glaciaires ; suivant Hauthal (1911) ils s'étendent très bas dans les Sub-Andes tropicales actuelles, mais leur origine glaciaire n'est établie que dans peu de cas (Keidel). Comme les autres dépôts pléistocènes, ils ne sont pas plissés et recouvrent

1. A ceci appartient le « Fastebene » de Hausen avant la « seconde phase tectonique ».

2. Le *Plesiomegatherium* de Hauthal (1901, p. 36, 1941) déterminé par Roth, doit provenir des séries fluviales de Jujuy.

en discontinuité toutes les couches plus anciennes. Dans le bassin de la Pampa d'Abra (3.500) existent de grands dépôts de tourbe, dont l'origine est difficilement explicable dans les conditions climatiques actuelles ; ils sont probablement les restes de grands marais inter- ou post-glaciaires sans écoulement.

Certaines laves « dacitiques-andésitiques » mentionnées dans le chapitre précédent peuvent appartenir à des éruptions quaternaires. Hausen parle de basaltes et de limburgites qu'il considère comme étant les effusions quaternaires les plus récentes.

D. ÉVOLUTION AU COURS DU MÉSO-CÉNOZOÏQUE.

Comme nous l'avons montré, les processus de sédimentation se déroulèrent, durant le Permo-Carbonifère, dans l'immense réceptacle que constituait le bassin intérieur andin, bordé par des bombements énormes et régionaux (fig. 5, 8). Les Areniscas inf. grossièrement clastiques, la série calcaréo-dolomitique limnique, les immenses nappes des épanchements volcaniques témoignent bien du caractère surtout continental de ces époques, on n'y trouve aucun indice de sédimentation marine géosynclinale. Dans la région étudiée, les Andes de Jujuy, ces sédiments sont continentaux de part en part. Les mouvements tectoniques n'ont jamais été assez violents pour produire un métamorphisme régional et il n'est pas étonnant, ainsi, que ces couches du Paléozoïque sup. aient pu être attribuées au Crétacé, ou même au Tertiaire. Les « discordanci, hiatus, planicie de destrucción », qui ont été décrits dans ces étages, sont des surfaces de dénudation ou de dépôt qui n'ont succédé à aucune phase de plissement orogénique ; elles ont pris naissance entre les phases de soulèvements ou d'affaissements verticaux des chaînes de montagnes ou des bassins ; ce sont, entre les complexes stratigraphiques, des plans de séparation *épirogéniques* et structuralement concordants, et ils dénotent une alternance cyclique de « bas » et de « hauts » caractérisés respectivement par des processus de dépôt ou d'érosion, c'est-à-dire le déroulement rythmique de gauchissements vers le haut et vers le bas.

Ces mouvements de pulsation épirogéniques ont continué au cours du Mésozoïque et du Tertiaire. Il est difficile, voire impossible, de reconstituer ces mouvements pendant le Mésozoïque, car les dépôts de cette ère ont disparu en grande partie, sinon en totalité, pendant les phases érosives plus récentes. Du Chaco au Puna (de Tartagal à Tres Cruces) les Areniscas de la fin du Crétacé ou du début du Tertiaire recouvrent directement, en fait, le

Permo-Carbonifère ou le Paléozoïque ancien; la seule séparation n'étant qu'une surface de concordance *structurale*¹. Il n'a pas été trouvé dans notre région de preuves d'un Mésozoïque analogue aux sédiments épi-continentaux du Trias sup., du Jurassique et du Crétacé connus des Andes orientales de Patagonie, du Chili, du Pérou et de la Bolivie.

A la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, des mouvements violents reprennent au Puna et dans les Sub-Andes et le cycle érosion-accumulation recommence. Tout ceci se retrouve dans la sédimentation des Aren. sup. et du Tertiaire subandin, qui atteignent plusieurs milliers de mètres d'épaisseur (fig. 8, stade I). L'absence d'un plan de séparation, stratigraphiquement et structuralement bien défini, entre les deux complexes, rend difficile leur différenciation stratigraphique et témoigne d'une constance tectonique dans les mouvements d'affaissement du bassin ou de soulèvement des bombements marginaux.

La continuité de ces mouvements épirogéniques, caractéristiques de ce que l'on nomme un « bouclier stable », s'exprime aussi par une certaine répétition des faciès. Ainsi les Areniscas sup. et la partie inférieure du Tertiaire subandin consistent principalement en roches détritiques rougeâtres, d'un grain grossier, riches en galets, comparables aux séries rouges des Areniscas inf. Le faciès « Puca » du Paléozoïque prédomine à nouveau au Tertiaire. Un voyageur de passage n'aura souvent ainsi, comme seul moyen de distinguer ce « Puca jeune » du « Puca ancien », que la consistance plus lâche du matériel jeune, c'est-à-dire le degré différent de consolidation des deux séries clastiques. Et même les dépôts d'eau stagnantes limniques-saumâtres, si caractéristiques de la série calcaréo-dolomitique permienne, réappa-

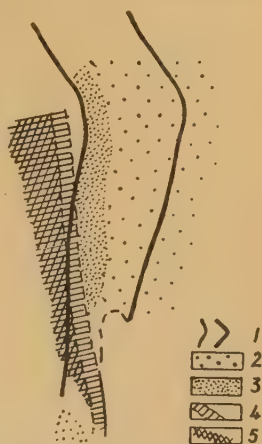


FIG. 6 — Aires de sédimentation des Andes centrales au Mésozoïque.

1 : limite des Andes actuelles entre Pacifique et Chaco ; 2 : aire à prédominance continentale ; 3 : aire à cycle continental-épicon-tinental ; 4 : aire à prédominance marine ; 5 : aire océanique ou « géosynclinal ».

1. Cette concordance structurale est bien marquée aussi dans le Puna de Atacama, comme on peut l'observer dans la coupe transversale de PENCK : on y voit une suite concordante de couches toutes plissées, depuis les Aren. inf. jusqu'à ses « couches de Puna » (Tertiaire). Les mêmes traits structuraux se retrouvent dans les coupes transversales publiées sur les Sierras de la Pampa septentrionale et sur la Pré-Cordillère (FREYBERG, BRACCACCINI, DU TOIT).

raissent dans le Tertiaire subandin (peut-être déjà dans les Areniscas sup.) sous forme de marnes verdâtres, de calcaires oolithiques, lithographiques et à « stromatolithes ».

Le faciès continental trouve son expression volcanique dans l'émission explosive des cendres « andésitiques » (« older andesites and dacites » de Penck) du Tertiaire subandin miocène et dans les épanchements liparitiques, trachyandésitiques et dacitiques (« modern dacites » de Penck) du Plio-Pléistocène. Contrairement aux « phases » basaltiques du Tertiaire moyen sup. (Groeber) de l'Argentine du Sud, Hausen admet, dans notre Puna, des basaltes seulement quaternaires. Depuis le Pliocène, le volcanisme ne s'est manifesté que dans le Puna et la Cordillère occidentale.

La phase critique du Pliocène s'exprime nettement dans la discordance angulaire notée par tous les observateurs, entre les cailloutis de Jujuy (Araucaniano) et les couches plus anciennes. Elle se manifeste, en outre par la différence d'intensité du plissement des cailloutis de Jujuy et du Tertiaire subandin du Calchaquense. Toutes ces observations renforcent l'idée que le plissement a eu lieu principalement avant le dépôt des cailloutis de Jujuy, entre le Calchaquense inférieur et l'Araucaniano, c'est-à-dire au passage du Miocène au Pliocène. En même temps que ce mouvement orogénique ou après lui, se produisit un soulèvement des chaînes plissées ; d'énormes cônes d'alluvions — les « accumulations » de Jujuy — s'édifièrent dans le cadre des plis nouvellement formés et, soit pendant, soit après leur dépôt, les cailloutis de Jujuy furent soumis à une reprise du plissement, avec une intensité toutefois moins grande (fig. 8, stades II et III). Bonarelli (p. 82), a sans doute eu la même idée, lorsqu'il écrivait : « la sedimentacion supra-terciaria es contemporanea del ep ciclo « activo » a que se debe el diastrofismo del sistema andino principal ». Ainsi, soit que le plissement principal se place, comme nous le pensons, entre le Miocène et le Pliocène (post-Calchaqu.), soit qu'il se soit déroulé, suivant l'opinion exprimée récemment par Reed (1946), pendant la période transitoire du Pliocène au Pléistocène (post-Araucaniano), nous concluons de même : la seule orogénèse bien marquée depuis le Dévonien se situe dans du *Tertiaire élevé*.

Cette orogénèse andine a plissé uniformément le Paléozoïque sup., les Areniscas sup. et le Tertiaire subandin, et « indirectement » aussi les couches de Jujuy *sensu stricto*, mais non le Quaternaire. Ainsi l'immense contenu sédimentaire du bassin continental, couvrant plusieurs degrés de longitude et de

latitude, et qui, en tant que bassin intérieur andin, existait depuis le Carbonifère sup., fut plissé au cours du Tertiaire le plus élevé. Malgré les découpages et les déplacements tafrogéniques subséquents des divers éléments plissés, on peut néanmoins reconnaître la structure de ces anticlinaux et synclinaux, à l'origine normaux et symétriques, de direction méridienne ou sub-méridienne. Sur le territoire de notre coupe, les plis s'étendent aujourd'hui de l'Altiplano au Chaco sur 500 km ; cette étendue était probablement plus grande encore avant la rupture tafrogénique des plis. C'est là un exemple d'un grand plissement autochtone régional prenant place dans un fossé continental qui s'étendait très probablement aussi à l'W du Puna, mais qui se situait fort loin d'une mer géosynclinale.

Le plissement simple des « grès rouges » et de la « formation porphyrique » peut être aussi constaté dans les Andes occidentales et dans la Cordillère côtière, aussi bien dans les coupes plus récentes de Douglas (1920) que dans les coupes anciennes de Forbes (1861), à qui, étant donné la rareté des publications sur la géologie des Andes occidentales, on a toujours à se référer. L'absence du Tertiaire marin dans toute la région côtière du Chili du Nord et de la Bolivie justifie la supposition faite que les plissements dans la Cordillère occidentale se sont produits « à l'air libre ». Le géosynclinal marin supposé a dû donc être situé plus à l'W, c'est-à-dire dans le Pacifique. Si, néanmoins, on veut appliquer le terme de « géosynclinal » au bassin du plissement continental tertiaire des Andes centrales, il faut l'appeler « géosynclinal continental andin ».

Depuis que Bowman a publié ses arguments morphologiques et Berry ses arguments paléontologiques, tous les auteurs s'accordent sur le *soulèvement important des Andes à la fin du Pliocène et au Quaternaire*. Nous avons là un cas de la « loi » fréquemment observée, d'un soulèvement post-orogénique de chaînes plissées, qui a commencé, dans le cas des Andes, dès le Pliocène. C'est au cours de ce processus de surélévation, qui conduisit au développement d'une voûte tectonique de plis pliocènes, que les premières failles ont dû apparaître et, avec elles, les premières déchirures en compartiments de la chaîne plissée. L'état actuel de l'étude des roches magmatiques ne permet pas d'évaluer quel fut le rôle, actif ou passif, du magma dans le plissement et dans le soulèvement postérieur. Les batholites observés et supposés au cœur du Puna sont maintenant attribués au Paléozoïque et n'auraient ainsi aucune relation avec l'orogénèse tertiaire.

En réponse au soulèvement de la voûte tectonique plio-pléis-

tocène, les fissures et les failles s'agrandirent et pénétrèrent profondément dans le Sial-Sima, en déterminant l'énorme émission des laves pléistocènes récentes et l'édification de cônes volcaniques hauts au-dessus des couches sédimentaires des Andes. Le Quaternaire est ainsi dominé particulièrement par une tectonique de failles qui transforme la chaîne plissée des Andes en une *chaîne à structure cassante* (blocks-mountains). Le Puna et les Sub-Andes sont divisés en de nombreux horsts, grabens et compartiments inclinés de direction méridienne, dénommés à tort « Inselberge ».

Ce sont, morphologiquement et structuralement, des « basin-range structures »¹. Puna et Sub-Andes sont transformés en chaînes plissées et cassées. Il n'est pas étonnant de trouver les formations synclinales plus jeunes plutôt dans les zones d'effondrement tandis que les horsts plus dénudés en sont privés. Notre coupe, allant du Puna au Chaco, montre clairement que les couches plissées dans les horsts appartiennent le plus souvent encore aux Aren. inf. et à la série calc. dol. Les plis sont, évidemment, les structures les plus anciennes et les failles, les structures plus récentes. Les mouvements post-orogéniques différentiels des compartiments ont eu lieu le long des failles (tafrogénèse).

Bien plus que Beder (Windhausen, p. 422), Hausen (1930) et Stappenbeck (1936), nous tenons à souligner ce compartimentage par les failles comme étant *la manifestation tectonique la plus significative du Quaternaire*, et ceci, comme il sera expliqué plus loin, non seulement pour les Sierras des Pampas ou pour certaines parties des Sub-Andes, mais pour les Andes centrales tout entières.

Ces résultats différant des conceptions tectoniques de Bonarelli (1921, p. 37) et de Hagermann (coupes, 1936) et surtout de celles de Frenguelli (1936) et de Penck (1920), une courte discussion nous paraît utile :

Pour ces auteurs, la structure en compartiments est apparue la première et, pour Frenguelli, avant même le dépôt des Aren. inf., c'est-à-dire au Précambrien, suivant notre échelle chronologique. Les compartiments en horsts auraient joué suivant des mouvements différentiels au cours de diverses phases tectoniques pendant le Més-

1. Frénguelli reproduit un croquis de Broggi qui donne une bonne idée d'un géantoclinal coupé par des « géofailles » radiales. Le déchirement et le soulèvement mécaniques d'une telle voûte en segments radiaux et leur relation avec l'origine des « basin-ranges » furent pour la première fois magistralement expliqués par Le Conte. En Argentine, Rassmuss (1916) fut peut-être le premier à assigner une structure de « basin-ranges » aux Sierras des Pampas, mais, comme les auteurs ultérieurs, il limitait ce terme à cette seule région.

Cénozoïque, exerçant par là une pression latérale de plissement sur les grabens remplis de sédiments. Frenguelli distingue ainsi des « phases orogéniques » au Jurassique sup., à l'Infra-Crétacé et au Tertiaire. Chacune de ces « phases tectoniques » débuta par l'apparition de nouveaux compartiments faillés comme des horsts au milieu des grabens; des mouvements différentiels de horsts médians et latéraux produisirent alors une nouvelle « phase orogénique ». De cette façon, l'espace initial occupé par ces grabens, « bolson » ou « geosynclinali continentali » de Frenguelli, devient un fossé tectonique réduit, rempli de compartiments (et plis) d'âges variés et de structures très compliquées (dénommées « klippen »). Mais de telles failles datant du Carbonifère ancien ou du Pré-Carbonifère n'ont jamais été prouvées (et peut-être ne serons-nous jamais en mesure de le faire). De même, il n'y a aucune indication, par exemple, de discordances structurales dont l'existence permettrait de montrer qu'au moins une demi-douzaine d'orogénèses ont toutes pris naissance dans l'étroit fossé des « bolson ». Enfin, on ne trouve pas de roches ayant subi, ne fût-ce que le plus faible « métamorphisme de dislocation »¹ auquel on devrait s'attendre après tant de mouvements « orogéniques ».

La conception de Frenguelli reprend en bien des points les idées de Penck (1920); comme pour celui-ci, les processus tectoniques et sédimentaires ont débuté avec le Paganzo (Aren. inf.) dans l'espace limité de chaque bolson. Penck voit dans tout ce processus l'effet de ce qu'il nomme la « Grossfaltung » dans la région du Puna. Ces « Grossfalten » sont de grandes ondulations anticlinales et synclinales, presque dépourvues de failles. Les quelques failles qu'il figure dans ses coupes transversales sont des lignes de chevauchement, supposées en relation avec les mouvements tangentiels des « Grossfalten ». En plusieurs phases, le jeu de ces « Grossfalten » a contribué au plissement des sédiments du bassin et à l'apparition de bombements médians. A chaque nouvelle phase, le bassin, originellement de grande dimension, se subdivisa toujours en bombements et dépressions synclinales (« Bolsones » actuels) de taille plus réduite. Ainsi, tandis que Frenguelli attribue le plissement des Andes aux mouvements différentiels de compartiments toujours nouvellement formés, c'est-à-dire à une série de phases tafrogéniques post-paléozoïques, Penck n'attache pas d'importance à la tectonique par le jeu des failles², mais reconnaît seulement une « Grossfaltung » d'origine magmatique.

1. Nous avons fréquemment attiré l'attention sur le faible degré de consolidation de nos formations subandines qui, par exemple, dans le cas de la série calc. dol. permienne a créé une confusion avec les sédiments tertiaires de faciès similaire. Au Pérou, sur la côte de Lima, Olaf Sundt m'a aimablement montré des affleurements de cailloutis crétacés complètement non-consolidés qui pourraient facilement être pris pour des dépôts quaternaires, si l'on ne connaissait pas leur position stratigraphique.

2. Cependant, même dans la coupe de PENCK, le bolson de Fiambala est représenté comme un graben bien net.

En comparant la carte géologique d'Argentine de Tapia (1941), les coupes et diagrammes structuraux des Sierras des Pampas [Beder, Schmieder (1932), Stappenkeck, Windhausen (1931, fig. 172, 211, 219)], les coupes transversales plus petites de Hausen (1940) du Puna et des Sub-Andes de Jujuy et enfin notre propre coupe, nous arrivons aux résultats suivants : les Andes, du Puna au Chaco, constituent une zone plissée, déchirée en compartiments montrant une structure en grabens et horsts et en compartiments inclinés d'ordinaire vers l'E; un grand

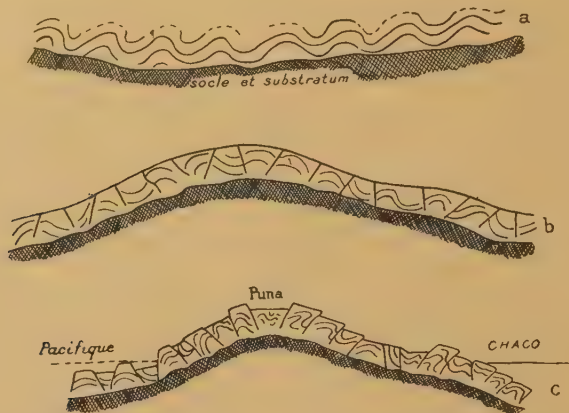


FIG. 7. — Schéma des phases structurales au Tertiaire sup. — Quaternaire dans les Andes centrales (sans les phénomènes volcaniques).

a : Plissement par compression (orogénèse); b : gauchissement et découpage des compartiments (épirogénèse); c : gauchissement et mouvements différentiels des compartiments (épirogénèse et tafrogénèse).

nombre des failles sont normales; les anticlinaux et synclinaux symétriques et dissymétriques ne sont pas des plissements régionaux (« Grossfalten ») mais des plissements normaux. Des soulèvements ont élevé ces plis faillés à grande hauteur, créant une structure composite que l'on peut décrire comme une *chaîne de plis faillés gauchie*. Le développement de ces structures doit être considéré comme la combinaison de processus orogéniques, épirogéniques et tafrogéniques, ce que nous avons figuré schématiquement (fig. 7, les phénomènes magmatiques ayant été omis pour la clarté du schéma) :

Phase a : Orogénèse. Mio-Pliocène. A la fin du Miocène ou au début du Pliocène, plusieurs milliers de mètres de sédiments (bassin andin continental) allant du Paléozoïque sup. au Miocène, sont soulevés en plis normaux autochtones.

Phase b : Épirogénèse et tafrogénèse initiale. Pliocène. Le système de plis est gauchi en une voûte géanticlinale; en conséquence de ce gauchissement (épirogénique), les plis sont coupés par des fissures de tension et divisés en coins ou en compartiments. Les plis des deux flancs commencent à prendre une allure dissymétrique.

Phase c : Épirogénèse et tafrogénèse. Fin du Pliocène à Quaternaire. Le gauchissement vers le haut continue, les fissures deviennent des failles actives et amènent des mouvements différentiels des compartiments. Ceux-ci sont transformés en horsts et grabens, particulièrement bien développés au centre de la voûte tectonique (Puna) et en blocs très inclinés ou basculés sur les flancs. Les compartiments s'étendent sous les bassins attenants (Gran Chaco et Pacifique).

Gauchissement vers le haut et mouvements des compartiments sont donc les processus tectoniques décisifs pour le modelage de la face récente des Andes. Ils donnent naissance à des formes structurales, souvent attribuées à l'orogénèse, mais qui sont en réalité l'expression de l'épiro-tafrogénèse.

Nous y trouvons en premier lieu un *plissement en miniature* dans les compartiments affaîssés ou les fossés, il est particulièrement bien représenté, comme nous l'avons vu, dans les sédiments en forme de varves de la série calc. dol. Ce sont typiquement des contournements et des plis en chevron, résultat d'un plissement secondaire incompetent, causé par la pression exercée sur les sédiments, soit par une légère subsidence du remplissage des grabens, soit par un déplacement vertical des compartiments surélevés. De légers déplacements horizontaux, le long des failles qui bordent les grabens, dans une direction opposée, suffisent amplement pour engendrer les ondulations et chevauchements en miniature décrits comme « retroplegiamentos » et même « cobijaduras ».

Ces phénomènes tectoniques ont été provoqués par la *pression due à la gravité* qui a joué sur les sédiments des flancs de la grande voûte tectonique régionale, latéralement et de haut en bas. Nous pensons, quant à nous, que la pression sur les flancs de la grande voûte andine est responsable du mouvement de bascule vers l'E de nombreux compartiments des Sub-Andes (Chaco) et des chevauchements inverses qui peuvent donner à certains compartiments parallèles et basculés (ainsi qu'à des grabens peu comprimés) un caractère imbriqué (« Schuppen »), mais qui est malgré tout extrêmement différent du style alpin¹.

1. Nous ne pouvons, pour cette raison, suivre Gerth (1936) qui rend la tectogénèse par gravité responsable du plissement andin. Un plissement par gravité de *style orogénique* réclame de grandes poussées horizontales, des surfaces de cisaillement et des nappes de charriage.

Ce chevauchement des compartiments semble spécialement développé sur la bordure du Puna (Tilcara-Zenta suivant Keidel et Bonarelli). Apparemment ces zones de transition entre la partie centrale de la large voûte tectonique (Puna) et le flanc des Sub-Andes (la bordure du Puna) sont d'une façon particulièrement intense découpées par des failles¹. On ne peut cependant justifier l'emploi, pour nos structures subandines, de mots tels que recouvrement, charriage (Keidel) pris dans le sens de la terminologie alpine.

La pression de flanc de la voûte tectonique est encore plus clairement visible dans les « plis dirigés vers l'E » des Sub-Andes (Steinmann, 1904, p. 4) et leurs plis renversés en direction de l'E. Déjà au cours du gauchissement vers le haut de la voûte (phase b), le plan de symétrie des plis a dû être déplacé vers le Chaco, donnant naissance à des anticlinaux dissymétriques ou renversés (voir aussi les coupes de Mather). Des plis longitudinaux ou suivant la direction des couches ont ainsi été transformés en plis chevauchants qui doivent être encore actifs de nos jours. La pression de flanc agissant sur le bassin du Chaco explique ainsi l'apparition des structures que l'on qualifie d'« overthrusts » dans l'avant-pays constitué par le Chaco. Ils furent d'abord révélés par les forages pour le pétrole à Tartagal (Rassmuss 1922) et ont été décrits récemment par Zunino (1945) et Reed (1946). D'après les coupes et les descriptions de ces auteurs, il s'agit probablement de chevauchements courbes (« curved upthrusts ») et non de recouvrements (« overthrusts ») ou de failles inverses, plongeant à 45° et apparaissant sur les flancs des anticlinaux dissymétriques. De petites failles transversales secondaires découpent le top de ces anticlinaux dissymétriques².

Dans le Puna-Altiplano, région des soulèvements les plus violents, la pression de soulèvement, qui est ici une force centrifuge dirigée de bas en haut, a occasionné les plus fortes ruptures de tension; ainsi les « rift-valleys » ou les dépressions intermontagneuses les plus larges sont ici les plus fréquentes, avec leurs bolsons géants s'étendant du Salar de Arizano au S au Salar de Uyuni (100 km de large) au N; c'est aussi la région des grandes surfaces d'épanchement des laves récentes andési-

1. Une grande zone intensément faillée peut être supposée correspondre à la bordure W du Puna. Bien que recouverte en grande partie par des appareils volcaniques, le grand « gradin » morphologique que constitue celle-ci, peut difficilement être expliqué autrement que par un escarpement important de faille.

2. Le développement de ces chevauchements avec formation de failles mineures sur le top de l'anticlinal est décrit d'une manière parfaite par Jones (1939).

tiques-dacitiques et des basaltes. L'éruption du magma se produisit dans la région rompue du top de la voûte tectonique et les laves coulèrent en grands fleuves dans les grabens du Puna et par-dessus les flancs de la Cordillère occidentale (fig. 8, stades III et IV). Des grabens normaux et chevauchés, des anticlinaux avec dissymétrie aussi bien à l'E qu'à l'W, des blocs redressés faisant saillie au-dessus des plaines alluviales des grabens, et finalement des plissements secondaires endémiques, sont tous l'expression de la tectonique du Puna-Altiplano (voir les coupes de Hausen et notre section transversale). Une forte érosion a souvent complètement mis à nu le cœur pré-cambrien ou granito-batholithique des horsts.

Le flanc occidental chilien de la voûte tectonique apparaît même plus rompu par des failles que le flanc subandin. Un grand nombre de grabens parallèles, dits « longitudinaux » (Brüggen) et de horsts (plus longs et plus étroits que dans le Puna), de direction N (et NW en Bolivie), divisent le socle cristallin largement mis à nu jusqu'à la côte chilienne. L'hypothèse déjà émise (Gerth, Born, Stappenfeld), selon laquelle les fossés profonds de la mer appartiennent aussi à ce système de grabens, se trouve ainsi renforcée.

Le « Puna-block » de Penck n'est donc pas une « haute » région, unité tectonique, limitée au seul Puna, mais plutôt avec la partie centrale d'une grande voûte tectonique cristalline, une couverture sédimentaire accidentée de plis faillés, à laquelle s'est ajoutée une super-structure volcanique.

Le compartimentage quaternaire est ainsi un phénomène (tafrogénèse) dominant la Cordillère entière et les régions qui la bordent, depuis le Gran Chaco oriental jusqu'au Pacifique¹. (Pour ces régions marginales, voir les publications de Brüggen et Wetzel sur le Chili et de Stappenbeck sur la Pampa.) Le résultat morphologique de cette tectonique par failles se reconnaît actuellement dans des centaines de dépressions intermontagneuses, grandes et petites, s'étendant comme des balafres sur la face des Andes depuis la latitude de Mendoza jusqu'au lac de Titicaca. Le fait que cette région soit une des zones du globe les plus sensibles aux tremblements de terre (Fossa-Mancini, Sieberg, Davison) prouve que les mouvements différentiels des

1. La signification structurale de la tafrogénèse n'est pas toujours reconnue suffisamment. La dernière esquisse structurale de GERTH (1939, fig. 5, p. 35), par exemple, ne porte pas le moindre indice d'une tectonique par failles dans les régions du Puna, de l'Altiplano bolivien et de la Pré-Cordillère. Seule la région côtière du Chili et les Sierras des Pampas sont indiquées comme étant des régions failnées.

compartiments continuent toujours. La tafrogénèse domine encore l'ère présente¹.

II. L'ÉVOLUTION DES ANDES CENTRALES

Le développement paléo-géographique des Andes entre le Chaco et la côte Nord du Chili est représenté en quatre stades dans les coupes schématiques (fig. 8) ; dans le commentaire de ces coupes nous avons fait appel à des observations sur les régions voisines. Notre présentation embrasse ainsi l'histoire structurale et l'évolution des Andes centrales.

STADE I. — MIOCÈNE ANCIEN.

STADE PRÉCÉDANT L'OROGÉNÈSE ANDINE.

Le substratum consiste en Pré-Carbonifère plissé (2 dans la fig. 8) et comprend des noyaux cristallins intrusifs et inclus dans l'orogénèse du Dévonien sup. ou de l'Acadien (Gondwanides)².

1. La différence entre la profondeur modérée du foyer des tremblements de terre dans les Hautes-Andes et celle, plus grande, dans les Sub-Andes du Chaco, indiquée par Davison, pourrait avoir son origine dans les fissures plus ouvertes sur le top des Andes et plus fermées sur le compartiment comprimé du versant andin (Sub-Andes et Chaco).

D'autre part, GUTENBERG (1941) a montré que la plupart des tremblements de terre des Andes centrales appartiennent au type « intermédiaire » tandis que ceux des Cordillères de l'Amérique du Nord et plus spécialement ceux des Cordillères marginales et des arcs insulaires du Pacifique occidental sont du type dit « plus profond ». On pourrait expliquer ce phénomène par l'état « stable » tafro-épirogénique de nos Andes tandis que les autres chaînes marginales du Pacifique seraient encore en état « mobile » orogénique.

2. Dans toutes les coupes, qui mettent en évidence l'orogénèse acadienne ou des Gondwanides : au Pérou (GERTH, HARRISON), au Puna (PENCK), dans la Pré-Cordillère (STAPPENBECK, SCHILLER, FRENGUELLI, HEIM, BRACCACINI), les contorsions en zigzag des couches pré-carbonifères sont frappantes, tandis qu'elles manquent dans les plis tertiaires. On peut en chercher la raison dans les poussées répétées de plissements (orogénèses gondwannienne et andine) auxquelles ont été soumises les couches pré-carbonifères, mais il faut remarquer que les plis gondwanniens qui ont affecté les couches paléozoïques dans la Sierra de la Ventana et qui n'ont été soumis à aucun plissement plus récent, montrent cependant les mêmes phénomènes de contorsion, même à un degré plus prononcé (KEIDEL, 1939, fig. 147 ; Du TOIT, 1927, pl. 1 et 2). Comme on le sait, Keidel et à sa suite Du Toit ont comparé la Sierra de la Ventana à la chaîne du Cap. Au cours de mon voyage aérien au-dessus de la Sierra, j'ai, en effet, été frappé par la similitude des formes structurales de ces deux chaînes montagneuses, cette similitude me semble due à leur style d'anticlinorium et de synclinorium. Ce style peut être le résultat d'un gauchissement post-orogénique des zones plissées (peut-être avant les éruptions mésozoïques, au Cap). La poussée additionnelle causée par le gauchissement peut ainsi avoir transformé des ondes de plissement simples en ondes riches en plissements. Ces derniers sont particulièrement caractéristiques des quartzites de Bravard dans la Sierra de la Ventana et des séries de Bokkeveld dans les montagnes du Cap, mais on les trouve même dans les grès-quartzites, moins flexibles des Table Mountains.

Les poussées tangentielles qui ont conduit à l'orogénèse acadienne venaient très probablement de l'W, car les roches du Paléozoïque inf. et moyen dans les Andes orientales ne sont que peu ou pas du tout métamorphiques ; malgré leur grande épaisseur, elles sont plissées simplement. Les plis dans le Chaco sont

W.

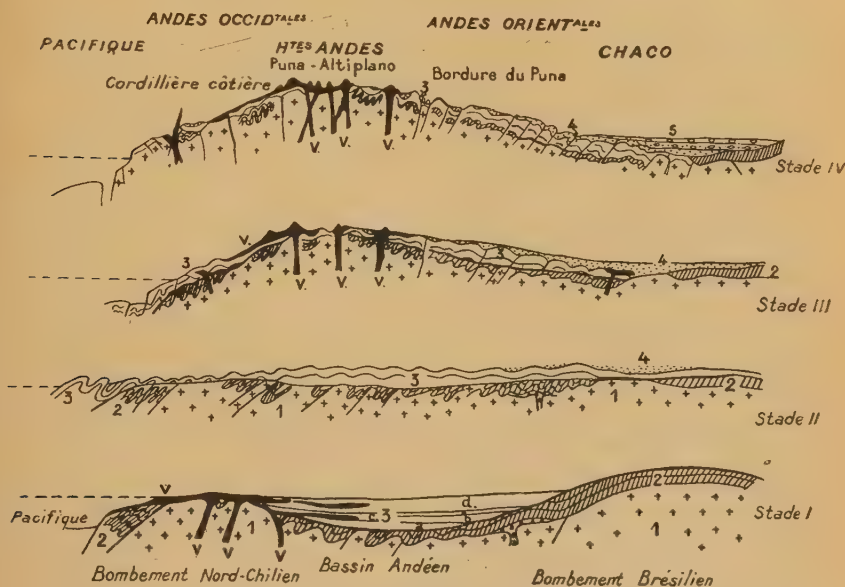


FIG. 8. — Évolution des Andes centrales durant le Miocène — Quaternaire (sections transversales).

Stade I : Miocène, stade final du remplissage des bassins andins, relief faible des bombements chiliens et brésiliens, dernières manifestations du volcanisme miocène. **Stade II :** Pliocène ancien, plissement andin. **Stade III :** Pliocène supérieur, gauchissement dans le sens vertical, phase initiale du jeu des failles, activité volcanique. **Stade IV :** Quaternaire, phase principale du jeu des failles, mouvements des compartiments, activité volcanique.

1 : Socle granitique ; 2 : Cambro-Dévonien ; 3 : d, c, Crétacé sup. à Miocène (d, Tertiaire sub-andin ; c, Areniscas sup.) ; b, a, Permo-Carbonifère (b, série calc.-dol. ; a, Areniscas inf.) ; V : volcanisme ; 4 : Pliocène, cailloutis de Jujuy ; 5 : Quaternaire.

attribués par divers auteurs à l'orogénèse andine seulement. Enfin, à l'E du Chaco, nous ne trouvons plus que les roches paléozoïques non plissées de la couverture tabulaire du bouclier brésilien.

Les Gondwanides ou « Andes acadiennes » furent érodées et transformées en pénéplaine avant même le Carbonifère. Au début

de cette période, nous y trouvons un bassin continental à une échelle régionale. La formation d'une si vaste dépression exige un gauchissement important et régional de cette pénéplaine, c'est-à-dire de cette surface de discontinuité post-dévonienne-pré-carbonifère. Ces gauchissements de vaste amplitude ont donc conduit à un bassin, le *bassin andin*, à sa bordure à l'W par le *bombement chilien* et à l'E par le *bombement brésilien*. Ainsi, notre région andine au Paléozoïque sup. est liée à cette morphologie de bombements et de bassins du continent gondwanien ou « *Brazilia* » (voir fig. 5) ; depuis lors, jusqu'au Tertiaire récent, le bassin andin a été soumis à l'influence des processus épirogéniques du bouclier brésilien (« *undulatory* » de Stappenbeck, 1938).

Le bassin andin (fig. 5, 8), comparable par ses dimensions au bassin de Parana, et séparé de lui par le bombement brésilien, s'étendait depuis la Pré-Cordillère et les Sierras de la Pampa jusqu'en Bolivie et depuis la Cordillère occidentale chilienne jusqu'au Chaco. A la suite de mouvements verticaux épirogéniques, il se transforma peu à peu en une aire de sédimentation en grande partie continentale, comprenant plusieurs cycles sédimentaires qui commencent avec le Carbonifère et finissent avec le Tertiaire sup. Au Carbonifère, tout d'abord, se déposèrent les Areniscas inf. et les couches qui s'y rattachent, consistant en cônes d'alluvions fluvio-glaciaires, suivis par des couches rouges (3 a dans fig. 8). Les Areniscas inf. carbonifères représentent ainsi le premier cycle ou *cycle ancien des couches rouges*, sous le faciès « *Puca* ». Des laves¹ de plateau typiquement « *cratogéniques* » recouvrirent une partie considérable de la pénéplaine qui avait pris naissance après la fin du cycle carbonifère. Aux endroits où les laves sont manquantes, la pénéplaine constitue la surface de séparation structurale entre les Areniscas inf. et la série calcaréo-dolomitique (3 b dans fig. 8, stade I).

La série permienne calcaréo-dolomitique, finement elastique et pellitique, peut être regardée comme le *cycle limnique ou d'eaux saumâtres ancien*. Elle correspond à une période de mouvements épirogéniques et tafrogéniques faibles et lents, sans phénomènes éruptifs (la Bolivie et le Pérou ne révèlent pas non plus de mouvements importants au Mésozoïque). A la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, des inondations fluviales se répandirent sous un climat aride sur un relief aplani (*graded*

1. A cette époque ce sont des kératophyres quartziques acides qui dominent dans la région de la Cordillère chilienne (et patagonienne).

relief). C'est ainsi que, séparés seulement par une discontinuité d'érosion, reposent, sur les marnes multicolores, les galets non consolidés et les couches rouges sableuses des Areniscas sup. (3 c, fig. 8). Ces couches peuvent donc être désignées comme *couches rouges récentes*, représentant le Crétacé récent ou Tertiaire ancien sous le faciès « Puca ». Ces séries clastiques passent, sans discontinuité notable, au Tertiaire sub-andin sus-jacent (3 d, fig. 8) qui, avec ses sédiments lacustres miocènes, forme le *cycle limnique ou d'eaux saumâtres récent* (étage à *Corbicula stelzneri*). Les cendres dites andésitiques de cette époque dénotent un volcanisme explosif. Des épanchements dacitiques-andésitiques, cependant, recouvrirent une grande surface, selon toute probabilité après ce cycle limnique, à la fin du Miocène. La coupe du stade I, dans notre fig. 8, représente ce stade sédimentaire et morphologique terminal : l'ancien bombement brésilien est légèrement en relief au-dessus d'une topographie aplanie, et des cônes volcaniques peu élevés ainsi que des épanchements de laves sont répartis sur le bombement chilien, transformé en pénéplaine.

Le bombement septentrional chilien fut plusieurs fois recouvert par la mer mésozoïque, ainsi que le montrent les petits affleurements de Trias sup. et de Jurassique moyen marins entre Arica et Antofagusta, ainsi que, plus au S, le Crétacé inf. marin de la Cordillère de Domeyko (voir Stose et Levorsen, carte géol., 1945). Les mouvements verticaux épirogéniques de la côte chilienne correspondent ainsi aux époques de régression (continentales) ou de transgression (épi-continentales) : au cours de chaque période continentale, le « Pacifique » mésozoïque se retirait du bombement côtier chilien (4, stade I, fig. 8), à chaque période marine, le bombement était recouvert par une mer de bordure peu profonde. Il n'y a aucune preuve véritable d'un géo-synclinal marin mésozoïque dans la région chilienne septentrionale des Andes centrales (fig. 6, 12).

Toute mer profonde, qu'elle ait eu le caractère d'un géo-synclinal ou d'un océan ouvert, aurait été située au Mésozoïque à l'W de la région occupée actuellement par la côte du Pacifique (fig. 6). On ne doit donc pas s'attendre à des dépôts de cette mer profonde dans la région côtière chilienne septentrionale, encore moins dans les Cordillères centrale et orientale des Andes centrales¹. Le Mésozoïque marin dans les Andes méridionales de

1. En présence de la distribution considérable du Crétacé sup. marin sur le bouclier brésilien central, il ne semble pas invraisemblable que cette transgression atlantique ait pu atteindre la région de nos Andes orientales (Miraflores, Bolivie).

Mendoza et en Patagonie orientale s'est déposé, comme il sera dit plus loin, dans une région de plateau continental, bien qu'assez près, quelquefois, du bord du talus continental pacifique ; mais, à d'autres moments, il devenait même complètement lagunaire (gypse oxfordien).

Dans le rythme alterné des mouvements verticaux épirogéniques et, avec eux, des transgressions et régressions mésozoïques et des dépôts continentaux et épi-continentaux, le Tertiaire débuta dans un cycle de régression et de surélévation, c'est-à-dire, prit un caractère *continental extrême*. Le manque de tout vestige de Tertiaire marin (voir carte de Stose) est assez caractéristique entre les latitudes 32° et 16°, c'est-à-dire encore dans les régions côtières bolivienne et chilienne septentrionale. Au contraire, du Néogène marin et même du Quaternaire marin existent au N de Arequipa et du Néogène marin ainsi que du Tertiaire ancien au S de Valparaiso. En d'autres termes, les Andes centrales dénotent une stabilité continentale inégalée dans aucune autre région des Andes. L'absence de Tertiaire marin, dans la région côtière chilienne septentrionale, justifie même l'hypothèse d'une extension plus grande vers l'W, à cette époque, du bombement chilien septentrional supposé. Ce bombement chilien, à l'W, et le bombement brésilien, à l'E, ont alimenté le bassin andin en matériaux fluviatiles élastiques et pelitiques, associés à des poussières éoliennes, du sable et des cendres volcaniques. Dans notre bassin andin, le drainage ne trouva souvent aucune issue et ainsi s'édifièrent des lacs et des dépôts continentaux. Au stade d'équilibre entre l'érosion et l'aggradation, au Miocène récent, le bassin fut enfin complètement comblé.

STADE II. — TRANSITION MIO-PLIOCÈNE. PLIOCÈNE INFÉRIEUR. PLISSEMENT ANDIN.

La direction méridienne des chaînes plissées conduit à l'hypothèse d'une poussée dirigée parallèlement à l'Équateur. De même que le Tertiaire (aussi bien que les formations plus anciennes) n'est pas plissé à l'E du Gran Chaco, les plis des Sub-Andes disparaissent sous le Chaco. Pour les raisons données déjà, ainsi que pour cette dernière, la poussée de plissement doit donc être considérée comme venant de l'W. Partout où les sédiments cénozoïques et mésozoïques affleurent dans la Cordillère côtière et dans la Cordillère occidentale du Pérou, de la Bolivie et du Chili septentrional, ils se montrent affectés par un plissement andin jeune (voir les coupes de Douglas et de Forbes). Il est donc

logique de considérer la poussée comme venant du Pacifique, plus à l'W¹. C'est la même direction de poussée qui avait plissé les Gondwanides du Dévonien supérieur.

Les dimensions de notre zone plissée des Andes centrales, depuis Arica jusqu'à Santa Cruz, soit 700 km, dimensions encore plus grandes avant le plissement, supposent, de plus, comme très considérable cette poussée en provenance du Pacifique. S'il a jamais existé un plissement plus intense, du genre de celui que l'on estime avoir donné naissance aux structures en « nappes » de la Cordillère de Mendoza (Schiller, Keidel) — bien que ces dernières aient été expliquées par des accidents tectoniques autochtones dus au gypse —, il devrait être caché actuellement sous le Pacifique ; et si des structures de type alpin, ayant pris naissance dans un géosynclinal marin profond, se présentaient dans ces régions, elles seraient situées en arrière et à l'W du continent actuel, dans le Pacifique. En un sens, nous avons indiqué l'existence possible d'un tel plissement plus intense dans la région pacifique (3, stade II, fig. 8).

Le stade II représente donc le stade des chaînes déjà plissées des Andes centrales, bordées à l'W, par des plissements complexes et, à l'E, par des plissements qui s'atténuent peu à peu. La poussée tangentielle peut, là-dessus, avoir quelque peu surélevé la chaîne en son centre ; ou bien encore, des tendances anciennes vers une surélévation verticale peuvent avoir déclenché le soulèvement initial. Les sédiments détritiques, élastiques grossiers, constitués par les cailloutis de Jujuy et témoignant du cycle d'érosion pliocène, se déposèrent aussitôt après le plissement et en remplirent les synclinaux nouvellement formés.

STADE III. — PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.

SURÉLÉVATION ET PREMIER JEU DES FAILLES.

L'influence d'une poussée latérale orogénique continue et, encore plus, un mouvement important de surélévation régionale du socle des Andes et de sa couverture plissée, ont amené la création de poussées par gravité sur les flancs de la voûte tectonique nouvellement formée. Sous l'effet soutenu de cette poussée, les plis, sur la pente de ce gauchissement régional, devinrent dissymétriques et les cailloutis de Jujuy, localisés dans les syn-

1. Le bombement chilien septentrional (voir stade II, fig. 8) peut, au stade morpho-tectoniquement inactif de la pénéplanation, avoir au plus joué le rôle d'un bloc résistant, une sorte de petite « masse médiane » unilatérale (et non au sens bilatéral de Kober).

clinaux, furent soumis à un léger plissement. Avec ce gauchissement des Andes vers le haut, de grandes fissures prirent naissance à l'intérieur des plis et du socle. Elles pénétrèrent profondément dans la zone magmatique et amenèrent l'éruption de volcans, particulièrement dans la partie centrale de la voûte tectonique (Puna). Cette région est, en effet, celle où la surélévation est la plus prononcée et, par suite, celle des plus grandes ruptures de tension, des plus grands fossés d'entremonts, des cônes volcaniques et des épanchements de lave.

Pendant le Pliocène, les facteurs macro-morphologiques du Paléozoïque et du Mésozoïque se sont trouvés inversés. Le bassin andin pré-miocène a été graduellement remplacé par le gauchissement andin central. De même, à l'emplacement du bombement brésilien, s'installèrent les bassins sédimentaires du Chaco, recueillant les poussières éoliennes et les matériaux charriés par les torrents qui descendaient des hauteurs environnantes. Le bombement chilien septentrional a disparu sous le Pacifique ou bien constitue la Cordillère côtière. Ici aussi, des ruptures par failles ont commencé à affecter les régions côtière et sous-marine.

STADE IV. — QUATERNAIRE.

JEU PRINCIPAL DES FAILLES ET VOLCANISME.

La période de transition du Pliocène au Pléistocène, le Proto-Pléistocène, montre l'accentuation des processus tectoniques que nous venons de décrire. Les chaînes montagneuses s'élèvent encore et, avant l'apparition des glaciers de la première période glaciaire, atteignent à peu près leur altitude actuelle¹. La surélévation se poursuivant, les fissures augmentent en extension et en profondeur à l'intérieur du Sial-Sima; il s'ensuit des épanchements liparitiques et basaltiques (les types basiques alcalins de Beder appartiennent probablement aussi à cette phase); les dépressions deviennent des grabens et des bolsens profonds fonctionnant comme bassins de réception au cours des périodes inter- et post-glaciaires. La poussée de flanc augmentant, les compartiments en coins (« bloc-edges ») se trouvent plus étroitement comprimés et chevauchés, ce qui conduit à une répétition de compartiments faillés (voir aussi fig. 7), séparés par des failles inverses parallèles (les soi-disant « Schuppen »). Les plis deviennent plus dissymétriques. Dans les fossés faillés les sédi-

1. Troll suppose une autre phase de surélévation pendant la période inter-glaciaire.

ments tendres non consolidés (en particulier, l'horizon calcaréodolomitique) sont comprimés « endémiquement » et dessinent des plis mineurs et des contorsions. Le soulèvement de la région côtière pacifique qui se poursuit jusqu'à une altitude approchant 2.000 m (Cordillère côtière) entraîne de larges fissures de tension et de grandes failles qui aboutissent au développement de « rift-valleys » méridiennes dans la Cordillère côtière, à des falaises côtières escarpées, régies par des failles, et à des fossés abyssaux sous-marins.

Le fait que, au fond de la mer, ces fossés s'étendent le long de la côte chilienne entre les latitudes de 16° et 36°, n'est certainement pas une coïncidence pure et simple. C'est entre ces mêmes latitudes que sont situées, sur le continent, les Andes centrales de Mendoza, les Sierras de la Pampa, en d'autres termes les régions de la Pré-Cordillère, régions où la tectonique en grabens est la plus prononcée. Ce sont les contrées qui vont du graben de Titicaca (Newell) jusqu'au compartiment disséqué et déprimé du Rio Atuel-Malargué (au S de Mendoza) et jusqu'aux horsts gneissiques de la Pampa centrale (considérée comme extrémité méridionale des structures en compartiments faillés des Sierras de la Pampa). Les grabens abyssaux (Gerth, Born, Stappenbeck) s'étendent parallèlement aux zones de grabens et de horsts de la Cordillère côtière, de l'Altiplano, du Puna, des Sub-Andes, des Sierras de la Pampa, de la Cordillère centrale et de la Pré-Cordillère de Mendoza, et à la même latitude. Les Andes montrent là *leur élévation et leur largeur maxima*. Tout au contraire, les Andes méridionales ou patagoniennes, qui alignent des chaînes montagneuses étonnamment basses (le plus souvent 2.000 m seulement), ne possèdent pas de structures de « basin-range », la tafrogénèse y est considérablement plus faible.

Le soulèvement montagneux et le jeu de failles, c'est-à-dire l'épirogénèse et la tafrogénèse, sont des phénomènes tectoniques étroitement liés. Quelle que soit la partie des Andes gauchies vers le haut, ou celle du Chaco et du Pacifique gauchies vers le bas, toutes montrent l'effet du jeu de failles et du mouvement de compartiments (tafrogénèse). D'après des sondages, Stappenbeck a pu reconstituer la structure de « basin-range » sous la formation des Pampas entre Cordoba et le Parana et distinguer au moins trois zones de grabens dirigées NS avec les zones de horsts correspondantes ; ces résultats ont été récemment confirmés par des recherches géophysiques (Rey et Oks)¹. Des conditions simi-

1. « Charata high » de RICH (1945).

laïres sont à rechercher dans le Chaco entre les chaînes en compartiments disséqués de Santa Barbara et la rivière Paraguay. Elles sont représentées également sur nos diverses coupes transversales schématiques (fig. 8, stade IV, fig. 7). Les dépressions du Pacifique et du Chaco, par conséquent, ne sont ni une avant-fosse, ni une arrière-fosse, au sens orogénique des mots, mais des zones gauchies vers le bas (« downwarps ») et faillées. Les forces de compression ont eu une place de second rang dans l'histoire des Andes au Mésozoïque et au Cénozoïque, en regard de celles qui ont créé ces gauchissements verticaux. La courte phase du plissement léger de surface au Miocène récent-Pliocène (stade II, fig. 8), connue sous le nom d'orogénèse andine, est entièrement subordonnée aux mouvements d'épirogénèse et de tafrogénèse. Nous les considérons aussi comme responsables, indirectement peut-être seulement, des poussées par gravité post-orogéniques et des failles inverses qui se sont produites dans les chaînes plissées compartimentées des Sub-Andes.

Le volcanisme particulier des Andes dans lequel des épanchements acides et basiques ont alterné à de courts intervalles, avec semble-t-il, toujours une certaine tendance alcaline, n'appartient pas, assurément, à un faciès magmatique « orogénique »¹. Étant donné l'état de notre connaissance du volcanisme nord-andin, il est difficile de définir la catégorie des magmas du Tertiaire récent et du Quaternaire. Il semble qu'il soit d'un « type mixte ». L'âge des granodiorites, que l'on supposait autrefois être tertiaire, n'a pas peu contribué à la conception d'un magma orogénique « pacifique » ; en attendant, ces roches ont été attribuées par la plupart des auteurs au Paléozoïque.

III. LE PROBLÈME DES OROGÉNÈSES MÉSOZOIQUES DANS LES ANDES ORIENTALES DE NEUQUEN-MENDOZA (Patagonides intra-crétacées, mouvements oxfordiens).

Comme nous n'avons pas réussi à confirmer la présence, dans les Andes centrales, d'aucune orogénèse post-dévonienne, sauf celle du Tertiaire sup., notre attention s'est portée sur la grande importance qui a toujours été donnée dans la littérature géologique aux plissements mésozoïques, en particulier à celui des

1. Dans les chaînes en compartiments (« bloc-ranges ») des Sierras de la Pampa orientales (Cordoba) où le plissement andin du Tertiaire sup. a eu peu ou pas d'influence, des trachy-andésites sont aussi présentes et sont, par conséquent, intrusives dans un milieu franchement cratogénique.

« Patagonides » (voir par ex. *Geol. Rundschau*, « Atlantisheft », 1938). L'hypothèse de Brüggén d'un plissement crétacé moyen dans la Cordillère côtière du Chili septentrional demande un complément de recherches ; si elle était confirmée, elle prouverait, au plus, que des ondes de plissement mésocrétacées d'une zone pacifique plus « mobile » ont atteint tout juste la côte du Chili du N. En fait, nous avons déjà noté (fig. 6) que les transgressions épi-continentales du Pacifique semblent avoir traversé le Chili et avoir pénétré en Argentine dans le S seulement, c'est-à-dire dans la région de Aconcagua. De là, la mer dessinait un bras étroit le long des Andes orientales actuelles des provinces de Mendoza et de Neuquen (fig. 12). Ce bras de mer étroit s'élargissait au S dans l'important bassin pétrolifère de Neuquen. C'est dans cette région que Windhausen (1914) a trouvé « un plissement et une discordance intra-crétacés » que, plus tard, Keidel (1925) a synthétisés en un système des Patagonides.

Bien que Fossa Mancini (1938) et, de façon encore plus énergique, Rich (1945) aient déclaré que ces discordances étaient un exemple de paléochaine (« buried hills »), la plupart des géologues argentins adoptaient toujours l'interprétation du « plissement intra-crétacé » (Baldwin, 1942, Ducloux, 1946). Mais que ce soit la coupe même de Keidel (1925) de Cerro Lotena, la fig. 4 de Baldwin ou bien une coupe schématique qui m'a été aimablement communiquée par la Standard Oil Co. de New-Jersey, toutes montrent des structures qui sont, en fait, mieux désignées par le terme de « paléochaine » (pour une discussion de ces structures, voir Ferguson et Vernon, 1938, p. 240). Les discordances locales de Baldwin (fig. 8), qui changent d'un forage au suivant, sont également mieux interprétées au moyen d'une semblable surface ancienne et ondulée du socle granitique (peut-être avec des chaînes insulaires fossiles). Nous serions sans cela contraints de supposer non seulement une, mais cinq périodes de plissements mésozoïques, en plus de la discordance intra-crétacée. Baldwin a en effet observé de telles discordances¹ dans l'Infra-Lias, le Post-Oxfordien, le Pré-Tithonique et l'Intra-Néocomien. Toutes se présentent à l'intérieur de la région restreinte des chantiers pétrolifères de Neuquen. De plus, les petits dômes, confirmés par la sismique à Plaza Huincul (Baldwin) et qui n'ont en moyenne que 3 km seulement, ou qui affleurent avec un « plug » granitique en leurs cœurs, n'ont rien de commun avec le type de plissement connu des chaînes plissées anciennes de la région.

1. La majorité des discordances sont par nature conditionnées par des phénomènes structuraux : mouvements verticaux, vers le haut et vers le bas, d'une aire continentale, avec, respectivement, transgressions et régressions. De telles discordances, comme nous l'avons déjà proposé (1943), sont désignées de façon plus appropriée comme « épirogéniques » pour les opposer aux discordances « orogéniques ».

Le faible degré de cohésion ainsi que les caractères métamorphiques des roches mésozoïques sont d'autres arguments contre l'existence de plusieurs phases de plissements. Même les couches les plus inférieures (post-granitiques) — celles du Lias et du Dogger — sont si peu consolidées et tellement poreuses qu'elles comptent parmi les horizons pétrolifères les plus productifs. On s'attendrait, au contraire, à ce que des plissements répétés, avec les efforts répétés qu'ils comportent, aient porté les sédiments mésozoïques, en partie au moins, à un état épi-métamorphique.

La possibilité pour les plis des Andes orientales, de s'écarter de la direction méridienne lorsqu'ils pénètrent dans les bassins structuraux de Neuquen entre le Rio Limay et le Rio Neuquen, est un autre phénomène qui a été attribué à un plissement intra-crétacé, mais ceci peut être dû à d'autres causes : ainsi par exemple, le relief de base pré-mésozoïque, au modelé irrégulier, dont nous avons parlé, peut avoir eu une influence dans la déviation des plis de la couverture sédimentaire. D'ailleurs, on peut aisément supposer que le bassin de Neuquen, encadré par deux massifs cristallins (patagoniens), dont nous aurons à parler dans le prochain chapitre, a présenté une résistance suffisante pour dévier les ondes de plissements (tertiaires) des Andes à partir de leur direction normale N-S. Les anticlinaux souvent cités de Covunco et de Vaca Muerta appartiennent à ces plis déviés. Nous ne voyons pas de raison pour les séparer « génétiquement » des plis d'alentour ; tous ont en commun la même histoire paléogéographique et le même style de plissement.

Les « mouvements oxfordiens » ou « plissements oxfordiens » (Burckhardt, Groeber, Windhausen) sont aussi des phénomènes tectoniques, mais qui ont été fréquemment attribués à une orogénèse. Nous les considérons comme des complications tectoniques de deuxième ordre seulement, liées aux mouvements particuliers des *masses de gypse* épaisses (170 m, Groeber) et fortement plastiques du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

Cette tectonique du gypse est spécialement bien connue dans les Andes orientales de Neuquen. Lorsque, recouvert par des sédiments plus récents, ce gypse a été soumis aux plissements andins, il a donné naissance à des petits dômes ou à des plis en champignon de caractère diapirique (Santa Helena, près du Rio Grande, dans la coupe transversale de Burckhardt, 1900, fig. 1). Mais lorsque l'érosion avait détruit la couverture sédimentaire, le gypse fut poussé en avant et il montre une tectonique alors compliquée, consistant en petites failles, couches renversées, et en chevauchements (fig. 19). Cette tectonique du gypse est en outre bien prononcée dans l'horizon aptien-albien du « Yeso de transicion », bien que Groeber, en 1929, ait interprété ces structures comme « perturbaciones » et « overthrusts » dans un plissement intra-crétacé. En réalité, les phénomènes sont tout à fait comparables aux « Gamma structures » des extrusions gypseuses des Lower Fars (Ter-

tiaire sup.) dans l'avant-pays plissé d'Irak et d'Iran (Busk, 1929). De tels chevauchements courbes sont aussi connus, mais à une bien plus grande échelle, dans les plis pliocènes du Jura suisse et, ici aussi, ils sont étroitement liés avec le mouvement interne de l'anhydrite du Trias.

L'impression que j'ai emportée de mon voyage le long du « Front andin oriental » de Mendoza à Zapala-Neuquen — impression qui a été ensuite renforcée par l'étude des coupes transversales et des ouvrages de Burckhardt, Groeber, Gerth, Weaver et Lahee — est celle d'un *seul et unique plissement uniforme, englobant toutes les couches du Jurassique au Miocène*, y compris les basaltes et les trachy-andésites miocènes (voir Groeber, 1929, coupe fig. 9).

Jusqu'à quel point le Pliocène est-il compris dans le plissement; reste encore un sujet de recherches. En tout cas, les cailloutis attribués au Pliocène dans l'arrière-pays de Neuquen, à Zapala-Covunco, ne sont pas plissés ou bien sont simplement légèrement ondulés. Mais les séries continentales mio-pliocènes faiblement consolidées de Calchaqui et le « Ripio antiquo dislocado » pliocène qui les recouvre, dans la région bordière de la Pré-Cordillère de Tumuyan-Mendoza-San Juan, montrent de nettes ondulations d'avant-pays plissé¹. Des cailloutis complètement non consolidés, attribués aussi à ce « Ripio antiquo dislocado », passent pour être encore en mouvement dans le Cerro di Gloria, près de Mendoza (communication orale de M. Truempy). Dans le cas de tels mouvements au Pliocène supérieur-Quaternaire, on peut se poser la question de savoir s'il ne s'agirait pas ici aussi de processus épirogéniques du genre de ceux des Sub-Andes. Comme on s'en souvient, le gauchissement des Andes a entraîné un léger plissement des cailloutis pliocènes déposés dans les synclinaux et des mouvements différentiels des compartiments faillés sur le versant subandin. De tels gauchissements et soulèvements puissants forment aussi les régions montagneuses d'Aconcagua et de la Pré-Cordillère et peuvent avoir eu certainement un effet semblable sur les couches du Tertiaire récent et du Quaternaire et sur les structures de l'avant-pays de Mendoza. Ces processus épirogéniques² furent sans aucun doute accom-

1. Le « Ripio dislocado » a bien des ressemblances morphologiques avec les séries de Bakhtiari de l'avant-pays iraquien.

2. L'absence d'une définition claire des mouvements est bien plus sensible dans beaucoup de « phases » et « sub-phases » tertiaires de Keidel et Groeber, trop fréquemment interprétées comme des phases orogéniques. Les dénominations de « fase tectonica » ou de « movimiento tectónico » amènent en général le lecteur à se demander s'il s'agit d'un plissement tangentiel, c'est-à-dire d'une phase oro-

pagnés par un certain chevauchement de la Pré-Cordillère et de la Haute-Cordillère compartimentées par des failles, ils se manifestent encore de nos jours, par les tremblements de terre de Mendoza et les mouvements de la faille de Pizarro et du compartiment de Cacheuta, etc.

Nous arrivons ainsi à la conclusion, que nous compléterons dans les chapitres suivants : il n'existe ni Patagonides intra-crétaées, ni orogénèse oxfordienne ; en harmonie avec celui des Andes centrales, *l'âge des zones plissées des Andes orientales de Neuquen-Mendoza est miocène récent-pliocène*, le plissement s'est produit ici en terre ferme, comme dans les Andes centrales. Comme nous le montrerons, les sédiments du Mésozoïque marin et continental ont été plissés ensemble avec l'étage de Rocca (Paléozoïque) et les basaltes et tufs terrestres du Miocène (basalte I de Groeber).

IV. STRUCTURE DES ANDES PLISSÉES DE NEUQUEN

(Extrême Nord de la Patagonie¹.)

Dans la coupe générale et simplifiée (fig. 9) qui va du sommet des Hautes-Andes, à une latitude d'environ 38°, sur une distance de 200 km jusqu'au bassin de Añelo-Neuquen, nous nous sommes efforcés de présenter notre conception de la structure des Andes orientales de la Patagonie du Nord. A l'examen de la coupe transversale donnée par Burkhardt en 1900, on est frappé par la courbure normale des plis. Les plis larges et assez allongés possèdent dans cette région une longueur moyenne de 50 km. La différence topographique entre les Hautes-Andes et le « front andin » est aussi relativement faible, et montre sur une distance de 100 km un abaissement de 2.000 à 1.600 m (fig. 9). Par

génique ; d'un gauchissement vertical vers le haut et vers le bas, c'est-à-dire d'une phase épirogénique ; ou d'une phase tafrogénique en liaison avec des failles. D'ailleurs, au stade actuel de la recherche géologique en Argentine, nous nous demandons s'il est possible de généraliser à tout le Tertiaire d'Argentine les phases, sub-phases et pré-phases que Groeber a établies dans sa classification du Tertiaire des Andes de Neuquen. Mais si une phase aussi importante que celle du compartimentage des Sierras de la Pampa doit être généralement reconnue, elle devrait assurément être désignée par un terme plus caractéristique (tel que par exemple « la phase principale du jeu de failles ») au lieu de l'appeler « segunda etapa de la sub-fase principal de la tercerá fase ».

1. D'un point de vue structural, il nous semble préférable d'attribuer à la Patagonie, les Andes et les Pré-Andes de la région située au S de la Pré-Cordillère de Mendoza, c'est-à-dire au S du Rio Diamante (territoire de Neuquen et sous-provinces de San Rafael et de Malargué).

suite de la poussée dirigée vers le bas et de la tectonique du gypse, ces plis assez vastes furent ensuite subdivisés en plis plus petits et dissymétriques (le plus souvent en position synclino-riale), désignés par le terme de « brachy-anticlinaux ». Ce n'est que lorsque l'érosion avait atteint les horizons gypseux (Oxfordien, Yeso de transicion) que sont apparues des structures complexes du genre de celles que l'on désigne par « perturbaciones ».

Avec le Rio Neuquen, à l'E du Co. Rayoso, les plis des Andes orientales s'aplatissent et ont l'allure plutôt d'ondulations basses et larges. Prise dans son ensemble, la zone de ces ondulations constitue une *grande voûte* : le géanticalinal de Los Chihuidos de Baldwin. Ce géanticalinal s'abaisse depuis une altitude de 1.300 m jusqu'au grand bassin structural de Neuquen. La région du Rio Neuquen qui devient ainsi la ligne de partage entre les « ondes courtes » des Andes orientales actuelles et les « ondes longues » des Pré-Andes, semble être une limite structurale de premier ordre. A cet endroit, au Rio Neuquen, on a l'impression que les plis sont serrés et que le Co. Rayoso a été poussé et soulevé pour former ce dôme, curieusement arrondi, chevauchant légèrement probablement vers l'E. En profondeur, cette limite pourrait bien être la ligne structurale principale, séparant le socle granitique des Pré-Andes du socle porphyrique des Andes plissées (fig. 9). Dans cette région, notre ligne de séparation structurale coïncide plus ou moins avec le « front andin » de Rich. Vers le N, la barrière structurale principale court très probablement au pied de la chaîne de Tromen et, de là, vers la chaîne bordière faillée de Malargué-El-Sosneado qui sépare là les Andes plissées des plateaux de Payun et du Rio Atuel. A cet « angle » tectonique, entre le Rio Atuel supérieur et le Rio Diamante, la ligne structurale (fig. 12) semble quitter le « front andin » et se diriger vers les montagnes d'Aconcagua et d'Uspalata où il est possible qu'elle sépare la Pré-Cordillère de la Haute-Cordillère, bord du versant W de l'Aconcagua ; de là elle continue vers la Cordillère côtière du Chili septentrional. Au S du Rio Neuquen, cette ligne structurale principale devient moins prononcée, sans doute à cause du relief irrégulier du socle que l'on suppose être reflété par la « topographie de paléochaine », et à cause, en outre, de la direction SW de l'anticlinal de Covunco dont nous avons déjà parlé.

Le style des Andes plissées est celui d'un plissement normal autochtone d'avant-pays, semblable à celui du Jura suisse sub-alpin ou plus comparable encore avec les chaînes d'avant-pays du Kurdistan et de Syrie. Les plis qui se succèdent de façon continue montrent une *morphologie jeune* peu commune, dépassant même celle de la région plissée au Tertiaire récent et dont nous avons parlé plus haut. Les synclinaux et les anticlinaux non seulement sont en harmonie complète avec les vallées et

les crêtes ; mais encore le réseau de drainage uniformément conséquent (voir la carte internationale au 100.000^e, les cartes au 200.000^e de Groeber et du Service topographique d'Argentine) dénote la « surface initiale » presque idéale de la morphologie d'une région à plis simples. De là, l'absence totale de phénomènes subséquents, tels que les cirques d'érosion communs aux chaînes plissées — affectées d'un soulèvement post-orogénique — de l'avant-pays des orogénèses méditerranéennes. De là également, l'absence de trouées ou de tout autre phénomène

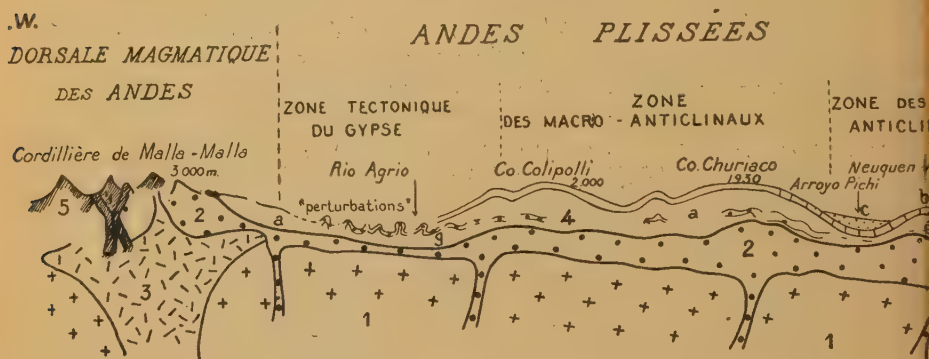


FIG. 9. — Section transversale depuis le bassin d'Anelo.

Série supérieure : 5 : Volcans, surtout Tertiaire sup.-Quaternaire ; 4 : Couverture sédimentaire, Crétacé sup. ; b, formation de Rayoso, Crétacé inf. et Jurassique ; a, Crétacé inf. et Jurassique.

Série moyenne : 3 : Batholite plus récent (dioritique)-Mésozoïque ; 2 : Série porphyrique, Carbonifère.

Socle : 1 : Batholites anciens, la plupart grano-dioritiques, paramétamorphiques et épimétamorphiques.

présenté par des vallées transversales antécédentes ou superimposées. Lorsque les rivières abandonnent la direction NS des montagnes et deviennent transversales, on doit en trouver la raison soit dans des épanchements de laves sub-récents, soit dans des mouvements tectoniques récents, le long de la ligne structurale principale (genou du Rio Neuquen sup.), soit dans la formation d'un synclinal transversal à l'emplacement d'un ensellement (cours inférieur de l'Arroyo Pichi Neuquen).

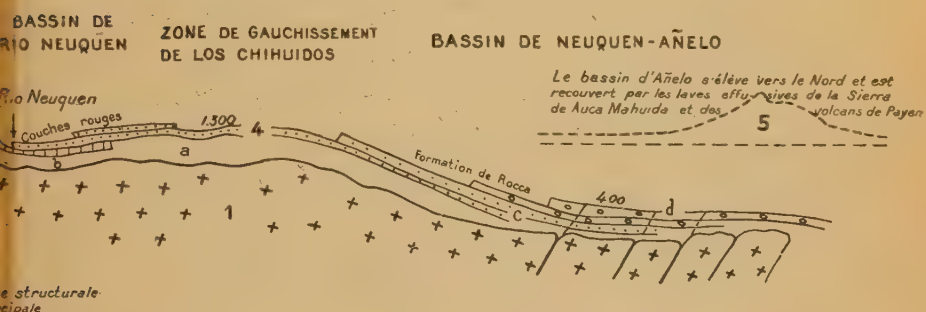
Mise à part la ligne structurale principale qui, dans la province de Neuquen, est probablement un front de chevauchement jusqu'à la profondeur du socle cristallin seulement, les Andes plissées sont, de façon remarquable, *pauvres en failles de premier ordre*. Il est particulièrement frappant que l'on y connaisse peu de failles longitudinales, si fréquemment associées aux plisse-

ments. Au contraire des Andes centrales et de la Pré-Cordillère, la tectonique par compartiments manque ou ne joue qu'un rôle secondaire dans les Andes plissées orientales de Neuquen.

Cet ensemble de phénomènes implique un plissement dans un fossé étroit (pas plus de 150 km de large, même les plis une fois déroulés), une poussée tangentielle très faible, une épaisseur moyenne des sédiments, au moins dans la région de notre coupe (fig. 9), et, finalement, des plis sur une faible profondeur. Ces conclusions s'opposent à la conception d'un géosynclinal profond

ANDES TABULAIRES

(PRÉ-ANDES)



Andes (lat. env. 38°). Échelle: long. env. 200 km.

Mésozoïque (d, formation de Rocca, Paléocène; c, formation de Neuquen, couches gypse g, oxfordien).

Sédiments clastiques (ainsi que glaciaires) continentales et peut-être Carbonifère marin-Permo-

Précarbonifère.

et d'une orogénèse puissante dans le Mésozoïque andin oriental de la région de Neuquen.

Nous connaissons trop peu de choses sur la géologie de l'arrière-pays chilien pour pouvoir dire si, au cours du Mésozoïque, la dorsale magmatique a joué de façon temporaire seulement, comme par exemple à l'Oxfordien, ou permanente le rôle d'un bombement magmatique entre les deux faciès du Pacifique chilien et du bras océanique étroit de nos Andes orientales; mais, à en juger d'après les travaux de Gerth et de Groeber et d'après la carte géologique de Feruglio et de Stose-Levorsen, ce bombement magmatique se trouva émergé au moins depuis le début du Tertiaire. Ceci confirme à nouveau notre conclusion précédente, à savoir que l'orogénèse du Tertiaire supérieur dans les Andes orientales patagoniennes s'était produite en milieu continental.

A voir la légère poussée qui a suffi pour plisser les Andes orientales de la province de Neuquen, l'état de fraîcheur de la morphologie de ces plis et la tectonique par failles à peine perceptible, on peut se demander si la présence d'une crête montagneuse, magmatique, qui s'élevait, n'a pas été suffisante pour provoquer le plissement de la mince couverture sédimentaire du versant andin oriental. Il n'est donc pas étonnant que ce soit précisément l'investigateur de cette partie de la Cordillère patagonienne qui soit, comme Backlund et à un certain degré Gerth, le protagoniste de la théorie de l'origine principalement « magmatique » de la chaîne andine.

Il ne faut cependant pas oublier que l'origine des chaînes puissamment plissées des Hautes-Andes ou de la (Haute-)Cordillère de Mendoza qui touche aux Andes de Neuquen peut difficilement être expliquée sans une véritable compression tangentielle orogénique. Nous sommes ainsi amenés à revoir brièvement la position tectonique de la Cordillère et de la Pré-Cordillère de Mendoza et des Sierras de la Pampa adjacentes.

V. POSITION STRUCTURALE DES CORDILLÈRES DE MENDOZA ET DES SIERRAS DE LA PAMPA

Les Hautes-Andes ou Cordillère (non Pré-Cordillère) de Mendoza sont peut-être la région du maximum d'accumulation des sédiments mésozoïques marins et du plus intense plissement des « Andides » tertiaires, d'Argentine. La structure de cette région a été catégoriquement rapportée à un véritable type alpin. Mais l'exemple le mieux connu, la structure chevauchante d'Aconcagua de Schiller, s'est très nettement produite avec l'aide des masses de gypse de l'Oxfordien formant plan de glissement. Cependant il n'y a pas de doute que, en considération de la grande contraction de surface, la chaîne de l'Aconcagua devint un point de jonction structural (ce qui est particulièrement significatif) et le point le plus élevé (7.000 m) de l'hémisphère occidental. Cette région se trouve au lieu de transition entre les Andes centrales larges et les Andes méridionales plus étroites. La région située entre le Rio Diamante supérieur et la crête montagneuse d'Aconcagua est, comme il a été dit, le passage structural des Andes orientales aux Hautes-Andes de Mendoza ; elle constitue en même temps la suite de la zone de sédimentation mésozoïque des Andes de Neuquen ; dans leur prolongement au NW (fig. 12), ces représentants du chenal océanique mésozoïque, bien que conservés

seulement à l'état de reliques, se retrouvent dans la région côtière entre Valparaiso et Antofagasta (d'après Gerth 1939 toutefois, dans la Cordillère de Domeyko et tout le long des Andes occidentales chiliennes). Les Hautes-Andes ou Haute-Cordillère de Mendoza avec leur culmination d'Aconcagua sont donc la suite, mais en plus étroit et en plus comprimé, des Andes plissées au Tertiaire supérieur (Neuquénien) de la Patagonie du Nord ou Andes orientales. La Haute-Cordillère est encadrée, à l'W, par les Andes occidentales cristallines et la Cordillère côtière du Chili central, et, à l'E, par la Pré-Cordillère, région montagneuse déjà soumise à une orogénèse, celle du Dévonien supérieur ou acadienne.

La *Pré-Cordillère*, depuis le plissement des Gondwanides, occupe la position d'une région continentale formant barrière entre le bras du Pacifique marin mésozoïque et la partie la plus méridionale de l'immense zone de sédimentation continentale de notre bassin continental andin. La Pré-Cordillère ressemble ainsi, d'un point de vue paléogéographique, au bombement chilien septentrional et pourrait être presque sa prolongation vers le S, comme il a été dit dans un chapitre précédent (Paléogéographie du Permo-Carbonifère des Sub-Andes, comparaison avec les régions voisines), les sédiments continentaux de cette partie la plus méridionale du bassin andin central, c'est-à-dire les séries allant du Paganzo aux Calchaquense, sont, par la date de leur dépôt et par leur faciès, comparables aux séries sub-andines depuis les Areniscas inf. jusqu'au Tertiaire sub-andin. C'est la partie la plus méridionale de ce bassin andin central — les régions qui touchent à la Pré-Cordillère à l'E, c'est-à-dire les Sierras de la Pampa des provinces de San Juan, la Rioja, San Luis — qui montre la même histoire tectonique post-dévonienne que le Puna et les Sub-Andes. Il n'y a eu qu'une seule orogénèse prononcée depuis les mouvements acadiens, celle des Andides au Tertiaire supérieur (voir les coupes de Freiberg, Rasmuss, Hausen, Braccacini). Les Sierras de Cordoba et, d'après Stappenbeck, les Sierras cachées sous la Pampa ne furent probablement pas très longtemps affectées par le plissement tertiaire. En ce qui concerne le découpage en compartiments tafrogéniques du Pliocène sup.-Pléistocène¹, la région des Sierras de la Pampa de Cordoba-San Luis représente une *région classique de tectonique de grabens*. Par suite de la minceur relative de la couverture

1. BODENBENDER, très tôt (1896, b. p. 183), avait attiré l'attention sur cette « dislocations-tectonic ».

sédimentaire et des mouvements différentiels accusés des compartiments, les failles, comme celles d'Afrique orientale, sont en évidence dans le socle cristallin¹. La coupe de la fig. 10 montre l'abondance de grabens symétriques et dissymétriques, de horsts et de compartiments inclinés dans le Pré-Cambrien ou le Paléozoïque ancien (?) métamorphiques et granitiques. Cette coupe fut exécutée dans les environs de Cordoba sous la conduite amicale du Prof. Schlagintweit; la coupe fut ensuite prolongée par observations aériennes, lorsque nous survolâmes le reste des Sierras de Cordoba. Mais un coup d'œil sur des illustrations de Stappenbeck, de Schmieder et de Rassmuss et particulièrement sur le diagramme structural de Beder, reproduit dans le livre



FIG. 10. — Section transversale de la chaîne compartimentée des Sierras de Cordoba. Échelle : long. env. 480 km.

de Windhausen (1934), suffit pour donner une impression décisive sur les forces de tafrogénèse qui ont modelé le relief dans ces régions. Concordant avec nos observations précédentes sur l'effet régional qu'a eu la tectonique par failles sur l'ensemble des Andes centrales, nous voyons que la structure en grabens ne s'arrête pas à la Cordillère de Mendoza : non seulement la Pré-Cordillère, bordée par les grabens de Jachal et de San Juan, mais encore les *fossés par failles de direction méridienne*, qui s'étendent tout droit jusqu'à la Haute-Cordillère en formant les dépressions

1. La forme des rift-valleys, que ce soit dans les Andes ou sur le bouclier africano-arabique, est rarement celle indiquée sur notre carte structurale (fig. 12), ou décrite dans les manuels comme compartiments déprimés bordés par des failles parallèles et rectilignes. Le type de lignes de failles rectilignes et parallèles est presque toujours observé dans des affleurements des roches cristallines (du socle). Dans la couverture sédimentaire apparaissent les failles en croissant de Busk (1928) ou tout autre type de failles courbes. Les mouvements de rotation des failles sont particulièrement bien accusés dans les sédiments plissés. Pour cette disharmonie entre les failles de socle et les failles de couverture sédimentaire on pourrait proposer le nom *disharmonic faulting*. Il est ainsi compréhensible que des failles de graben qui recoupent un pli anticlinal puissent, surtout lorsqu'elles coïncident avec la direction de cet anticlinal, apparaître comme des failles inverses (up-and downthrusts) du type « par compression ». Dans le socle, au contraire, ces failles apparaissent comme des failles de tension et normales. Cette structure disharmonique des failles pourrait ainsi expliquer la divergence entre les théories par tension ou par compression sur l'origine des rift-valleys.

de Potrerillos, Uspallata, de la Pampa Yalguaraz, de Leoneito, du Rio los Platos. Du point de vue de la taphogénèse plio-pléistocène, la Pré-Cordillère est alignée sur les Sierras de la Pampa.

VI. LES PRÉ-ANDES DE LA PATAGONIE SEPTENTRIONALE

(Massif patagonien septentrional, plateau et bassin de Neuquen.)

Dans toutes les descriptions paléogéographiques plus récentes (les dernières sont de Keidel 1939 et de Gerth 1939), la Pré-Cordillère est représentée comme se poursuivant vers le S, sous la forme d'un « arc des Gondwanides » par la Sierra Pintada jusqu'à la Pampa centrale au Rio Salado. Le Carbonifère repose ici par une discordance régionale sur les schistes paléozoïques anciens. Également en discordance sur le Paléozoïque ancien et moyen, reposent d'épaisses laves quartziques porphyriques, qui s'étendent depuis la Cordillère à Uspallata jusqu'au Rio Salado. Comme les massifs centraux en Europe, les chaînes de montagnes gondwanidiennes ont été érodées et recouvertes par des laves épaisses, probablement du Carbonifère supérieur, quartzo-porphyriques, possédant le caractère alcalin des kératophyres¹. La Pré-Cordillère, analysée comme représentant un ancien bombement continental, et les Pré-Andes des provinces méridionales de Mendoza (Sierra Pintada, Sierra del Nevado), de La Pampa-W (Collon, Mahuida) et de North-Neuquen (région des plateaux basaltiques de la Sierra Auca Mahuida), montrent ainsi le rôle de « massifs » qu'a joué leur socle depuis le Carbonifère. Les Pré-Andes de la Patagonie septentrionale furent transformées en un massif, le massif patagonien septentrional, constituant une partie du « Brazilia » (continent gondwanien). Le massif patagonien septentrional, comme les autres massifs pré-andins au S et dont il sera question plus tard, passa à l'état épirogénico-cratogénique et fut alors le théâtre des effusions des énormes nappes de lave formant volcanisme de plateau, si typique des boucliers et des massifs anciens.

Nous distinguons ainsi deux phases de volcanisme de plateaux dans notre région des massifs patagouiens : le cycle² porphyrique permotriasique ou mieux permotriasique qui a suivi l'orogénèse acadienne

1. Il y a donc une différence marquée entre les épanchements basiques (basaltiques) des Sub-Andes au Carbonifère supérieur et ce volcanisme acide de plateaux des Pré-Cordillères pré-andines.

2. Cycle mis en évidence également, au Chili, par la superposition d'un Trias marin sur les porphyres quartziques.

des Gondwanides et le cycle basaltique plus récent plio-pléistocène qui a fait suite aux plissements du Tertiaire supérieur des Andides. À l'E du front andin, entre le Rio Atuel et le Rio Neuquen, depuis la Sierra del Nevado jusqu'au plateau de Neuquen (Sierra Auca Mahuida), les laves du cycle néozoïque s'étendent sur une superficie de 300 km de long (N-S) sur 150 km de large (E-W) sous forme de nappes basaltiques gigantesques, principalement quaternaires. Elles recouvrent soit le Paléozoïque ancien, soit les laves du cycle porphyrique-porphyrétique, soit, comme dans la province de Neuquen, les couches du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur (voir la carte de Feruglio). C'est dans cette province de Neuquen des Pré-Andes que les nappes basaltiques protègent les formations du Rio Neuquen et de Rocca légèrement déformées et, par conséquent, à peine inclinées¹. Elles forment les Mesetas et les Mesas qui constituent un trait important de la morphologie tabulaire de la région située à l'E du front andin. Comme pour les autres chaînes de montagnes tabulaires et les cuestras, elles produisent ces « structural plateaux » arides qui font de la province orientale de Neuquen pour ainsi dire un « Arizona » d'Argentine. Cette morphologie que l'on pourrait appeler la *Patagonie tabulaire* est très bien développée dans la région située des deux côtés du Rio Neuquen. Les épanchements de laves permo-carbonifères et tertiaires-quaternaires, la morphologie tabulaire, les structures géantoclinales du socle granito-porphyrétique, les ondes de plissements peu profondes et douces de la couverture sédimentaire constituée par les couches rouges désertiques (couches de Neuquen) et les sédiments épi-continentaux (couches de Rocca de la mer atlantique), caractérisent la région du massif patagonien septentrional entre le Rio Atuel et le Rio Neuquen.

De même que la Pré-Cordillère, le massif patagonien septentrional est devenu au Mésozoïque le *bombement marginal oriental* du bras andin du Pacifique. Comme on l'a déjà vu plus haut, ce dernier formait dans sa prolongation vers le S un embaïement profond, la baie de Neuquen (Groeber). Structuralement, ceci s'exprime dans le plongement vers le S et le SE du socle granitique du massif patagonien septentrional et dans sa remontée, de l'autre côté, au Rio Limay, où il constitue le socle granitique, partiellement exposé, du massif patagonien central, dont il va être question plus loin. Encadré par ces deux massifs, le bassin de Neuquen (et de Añelo) est ainsi un bassin structural, présentant le caractère d'un gauchissement vers le bas épirogénique à une échelle régionale. On suppose qu'il se poursuit vers l'Atlantique par le « fossé du Rio Negro » (Groeber,

1. Du fait de cette inclinaison peu importante due aux plissements modérés, il est aisé de comprendre pourquoi les basaltes mio-pliocènes de la Pampa de Zapala donnent l'impression de nappes non plissées.

Gerth, Rich). Au Crétacé supérieur, la région de Neuquen ne fut plus une baie marine, mais un désert ¹ immense, avec couches rouges de 800 m d'épaisseur, qui furent recouvertes, au Tertiaire ancien, par les eaux peu profondes de l'Atlantique (étage de Rocca). Le caractère tectonique particulier de ce bassin est dû, en grande partie, aux mouvements de surélévation et d'abaissement épirogéniques du bassin lui-même ou des massifs patagoniens qui l'encadrent. Comme nous l'avons dit auparavant, les socles cristallins, rigides et résistants de ces massifs eurent pour effet de détourner de la direction méridienne les ondes de plis « bondissantes » des Andides du Tertiaire supérieur (et de donner naissance aussi, de ce fait, à maintes torsions de failles, comme l'indique la carte de Ducloux).

Au Quaternaire, les Pré-Andes de Neuquen et de Mendoza (Sud) sont entièrement sous l'empire d'une tectonique continentale. Les failles, qui ont un rôle secondaire dans les Andes plissées, ont, à nouveau, une grande importance et se marquent par d'énormes sorties de magma. C'est ainsi que le volcanisme de plateaux, avec ses centres de Co. Payun et de Co. Auca-Mahuida, allant jusqu'au Cuenca de Añelo, est inconcevable sans d'immenses fissures plio-pléistocènes profondes, qui devaient découper le socle granitique lui-même (fig. 9). Il est possible que le volcanisme de plateaux cache par endroits des structures en compartiments qui sont moins connues dans les régions tabulaires. Le haut-plateau de Malargué-Rio-Atuel doit, cependant, être considéré comme un gigantesque bassin intra-montagneux, bien faillé (voir les coupes de Lahee), recouvert par des cailloutis plio-pléistocènes et des « Salinas ». (L'influence du jeu de failles quaternaire sur la structure en paléochaîne dans le bassin de Neuquen ne peut encore être estimée; selon Weaver, le Co. Lotena est entouré par quatre failles.)

VII. PATAGONIE CENTRALE

(Massif patagonien central, bassin patagonien central,
Andes de Chubut.)

Comme nous l'avons dit, on trouve au S du Rio Limay et de sa prolongation orientale, le Rio Negro, un second massif qui se situe sur les provinces du Rio Negro et de Chubut; il s'étend jusqu'au Rio Deseado; nous l'appelons le *massif patagonien*.

1. Comparé, à juste titre, par Windhausen (1921) au désert des grès de Nubie.

central. Windhausen (1921, 1922) a fréquemment attiré l'attention sur son caractère de bouclier « positif ». Un troisième massif, au S du Rio Deseado, l'île de Deseado de Windhausen, constitue pour nous le *massif patagonien méridional*. Les bons affleurements du socle, dans ce massif patagonien central, permettent une meilleure distinction des trois niveaux magmatiques, déjà observés dans le massif septentrional. Ce sont : un socle pré-carbonifère principalement granitique (en contact fréquemment avec des schistes cristallins, grauwackes et des diabases), suivi par une sub-structure porphyrique pré-mésozoïque (recouverte, le plus souvent, par des couches méso-cénozoïques) et finalement par une super-structure basaltique plio-pléistocène (nappes basaltiques du Samuncura Altiplano, couvrant 60.000 km²). Couches rouges et « roches désertiques colorées » forment, comme pour le plateau de Neuquen, des « plateaux structuraux » avec une morphologie tabulaire riche en Pampas et en Mesetas. Ainsi que dans les Pré-Andes de Neuquen, elles sont généralement ondulées mais, en approchant des Andes, elles passent à des chaînes plissées bien développées de direction méridienne.

En accord avec le travail de Bain (que j'ai pu consulter à l'Y. P. F., à Commodoro-Rivadavia) et surtout avec la publication de Piatnitzky, une rangée d'anticlinaux (6 à 8) simples, dirigés N-S, s'étend depuis les Andes à Tecka (où affleure du Jurassique) au moins jusqu'à Paso de los Indos au coude du Rio Chubut. Vers le S, ils atteignent le lac Musters et le lac Colhué Huapi où ils quittent la direction méridienne et s'incurvent autour de la Pampa de Castillo pour reprendre à nouveau cette direction de l'autre côté du Rio Deseado et disparaître à la fin sous les épanchements basaltiques du plateau de Deseado. Cette diversion des plis, dans le bassin de San Jorge, c'est-à-dire dans une région déprimée située entre deux hauts plateaux, rappelle les relations morpho-tectoniques présentées par le bassin de Neuquen occidental. Ici, comme là, les plis (qui au lac Musters (San Bernardo) sont encore bien prononcés) s'atténuent progressivement et s'aplanissent avant d'atteindre la baie de San Jorge ou Commodoro-Rivadavia. En Patagonie centrale, ces plis furent d'abord attribués au Jurassique (Keidel) puis à une phase de plissements intra-crétacée des Patagonides (Windhausen). Au cours du voyage de Commodoro-Rivadavia jusqu'aux montagnes du lac Musters (où H. Windhausen Jr. m'a aimablement guidé) je fus donc surpris de trouver (voir fig. 11), au lieu de la discordance de plissements attendue, la formation de Chubut du Crétacé supérieur, la formation paléo-éocène¹ de Salamanque et les séries éocènes-miocènes (des couches de Pehuenche à

1. Voir la discussion de STENZEL.

la formation de Patagoniano) en complète concordance structurale et en plis harmoniques¹. De plus, on notera dans la coupe donnée par Piatnitzky du Chubut occidental que le Jurassique inférieur, qui y affleure, est aussi plissé en concordance avec le Crétacé supérieur et le Tertiaire sus-jacents. Le plissement se situe après le dépôt de la molasse patagonienne, d'âge oligo-miocène.

Les soi-disant discordances, observées entre les différentes formations tertiaires, et en particulier la discordance pré-molasique, indiquent des arrêts dans la sédimentation entre des phases de soulèvement et d'abaissement épirogéniques qui provoquèrent un rythme de régressions et de transgressions de la mer épicontinentale atlantique. La Pampa de Castillo, la Meseta



FIG. 11. — Ondulations et plissements de l'horizon de Pehuénche. Échelle : long. env. 200 km.

Espinosa et la Meseta de Monte Mayor peuvent être interprétées comme de telles plaines surélevées du plateau continental (Miocène). Des cailloutis alluviaux, avec une extension régionale, se répandirent sur ces plateaux et ils forment actuellement, par suite du climat aride, des hamadas de cailloux. Ces « rodados patagónicos » comparables par leur âge et, à un certain point, par leur origine au « Ripio antiguo dislocado » plio-pléistocène de la Pré-Cordillère ou encore aux cailloutis de Jujuy des Sub-Andes, peuvent encore avoir été soumis à de légères ondulations dans les hautes régions des montagnes. (Nagelfluh de Nordenskjöld). A une plus grande distance de ces Hautes-Andes, c'est-à-dire sur les plates Mesetas ou « hamadas » côtières, les séries de cailloutis restent horizontales.

La tectonique par failles du Plio-Pléistocène a peut-être joué dans une partie de la région de Chubut. Mais elle n'a été jusqu'ici mentionnée qu'en connexion avec la région des lacs Musters et Colhué-Huapi. La faille bordière orientale de San Bernardo, parallèle à la direction de l'anticlinal, correspond à une faille inverse longitudinale ; mais nous avons des doutes sur la présence de nappes de charriage (Keidel) et de structures de

1. En fait si on l'étudie soigneusement, la coupe de WINDHAUSEN (1925, fig. 5, p. 157), du lac de Colhué-Huapi jusqu'à la Pampa de Castillo, démontre l'existence de couches plissées au Tertiaire.

caractère « alpin » (Windhausen), cette région présentant les caractères de plissements d'un avant-pays. En ce qui concerne les « perturbaciones », la coupe de Piatnitzsky (« zona perturbada » fig. 2, 1946) montre nettement l'existence de paléochaines dont nous avons parlé au cours du chapitre précédent.

Les « plis » tertiaires du *bassin de San Jorge* sont uniquement confirmés en profondeur par les forages pour le pétrole. Ils montrent des élévations anticlinales qui n'ont en moyenne que 10 à 20 m et ne sont, par conséquent, que des ondulations légères. Cependant, le plus considérable d'entre eux, décrit par Leidhold en 1934, mesure 300 m d'élévation, 10 km de long et 1 km de large et se présente ainsi comme un anticlinal bien développé. Cet anticlinal de « Campamento central » a une direction EW, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction des plis andins et en diagonale par rapport à la direction NE des plis modérés de Vale Hermoso (Pampa de Castillo). Ces ondulations de la sub-surface pourraient être expliquées par des mouvements de socle des massifs centraux et méridionaux exerçant des poussées latérales sur les sédiments des bassins ou des grabens d'effondrement de San Jorge. Une autre explication de ces structures particulières du sous-sol de ces régions pourrait être trouvée dans les irrégularités du relief du socle cristallin qui se réfléchiraient dans le plissement de la couverture sédimentaire¹. Nous avons justement fait appel à de telles structures « cachées » dans la région du Chubut central (coupe de Piatnitzky). De plus notre attention est retenue par les plis simples de direction équatoriale indiqués par la carte de Groeber (1929, pl. 6), direction que nous soupçonnons en liaison avec l'orogénèse acadienne. Dans le fossé tectonique de San Jorge, d'autres facteurs « internes » doivent être reconnus dans les innombrables failles transversales et longitudinales dont le rejet moyen est seulement de 20 à 40 m. En plein accord avec Leidhold et avec les cartes que le Dr Mayer m'a montrées dans les services de la Compagnie Astra, on peut les considérer comme des failles d'ajustement typiques, de date très récente ; elles sont probablement encore actives. Les plissements modérés, les nombreuses fissures, la cohésion presque insignifiante des sédiments, le caractère d'estuaire ou de delta (Windhausen, 1921) de la formation pétrolifère de Salamanque, le pétrole qui est peut-être encore à l'état naissant, tout ceci a créé les conditions favorables pour faire de

1. L'étude de l'allure structurale des roches porphyriques sous-jacentes à ces sédiments et découvertes aussi bien dans les sondages qu'en affleurements (péninsule d'Aristizabal) nous fournirait une réponse à cette importante question.

Comodoro-Rivadavia le champ pétrolifère le plus productif d'Argentine. Comme le bassin de Neuquen, celui de San Jorge est un grand bassin régional situé entre deux grandes zones gauchies vers le haut, les massifs patagoniens central et méridional. Pour l'opposer au bassin patagonien septentrional de Neuquen, on peut le désigner par « bassin patagonien central de San Jorge ». On trouve, également, au S du massif patagonien méridional adjacent, le bassin de Santa Cruz ou bassin patagonien méridional. Ces deux bassins méridionaux sont distincts de la dépression de Neuquen par leur épais remplissage tertiaire. Dans ces régions l'influence croissante de l'Atlantique, depuis le Cénozoïque, est nettement visible ; influence qui se fait sentir ici, non seulement dans les Pré-Andes, mais aussi dans les Andes. En réalité, la différence entre Andes et Pré-Andes devient structuralement moins distincte. Les plis du Tertiaire atteignent presque la côte de l'Atlantique. En Patagonie centrale, les flots de l'Atlantique méso-cénozoïque ont pu, selon toute apparence, trouver leur chemin vers le Pacifique dans la dépression cénozoïque de Neuquen-Concepcion. (Dans le S de la Patagonie, la péninsule est si étroite que la communication entre les deux mers au Méso-Cénozoïque a dû s'établir fréquemment.)

Nous en venons ainsi à l'examen résumé des éléments structuraux de la Patagonie centrale.

Un large massif cristallin paléozoïque, affleurant bien dans le haut plateau du Nord (province de Rio Negro), est recouvert par des porphyres et porphyrites permo-carbonifères (ou permotriasiques) et par des basaltes plio-pléistocènes ; au S, dans la province de Chubut, le socle cristallin disparaît sous une mince couverture de couches rouges continentales, la formation de Chubut, correspondant en tous points aux couches à Dinosauriens de Neuquen. Cette mince couverture qui s'épaissit quelque peu vers l'W, vers les Andes, a été plissée au Tertiaire supérieur. Dans les cœurs anticlinaux des plis affleurent le Jurassique, mais aussi des roches porphyriques et même granitiques. Dans l'état actuel des recherches, on ne peut distinguer aucun véritable front andin, séparant les plis mieux développés des plis modérés des régions de Mesas ; une telle ligne structurale peut, sans doute, être visible dans la région du lac de Musters (chevauchement de San Bernardo), ainsi que, plus au N, dans le coude du Rio Chubut. Un changement dans la direction de quelques plis du N-S au NE-SW s'observe à la Pampa de Castillo, en liaison peut-être avec le bassin de San Jorge. Celui-ci est un bassin structural, actuellement en grande partie sous l'Atlantique. Il

montre des structures particulières « internes » attribuées aux forces épiro- ou tafrogéniques (mais non orogéniques) qui ont donné naissance à l'effondrement. Les Andes plissées possèdent

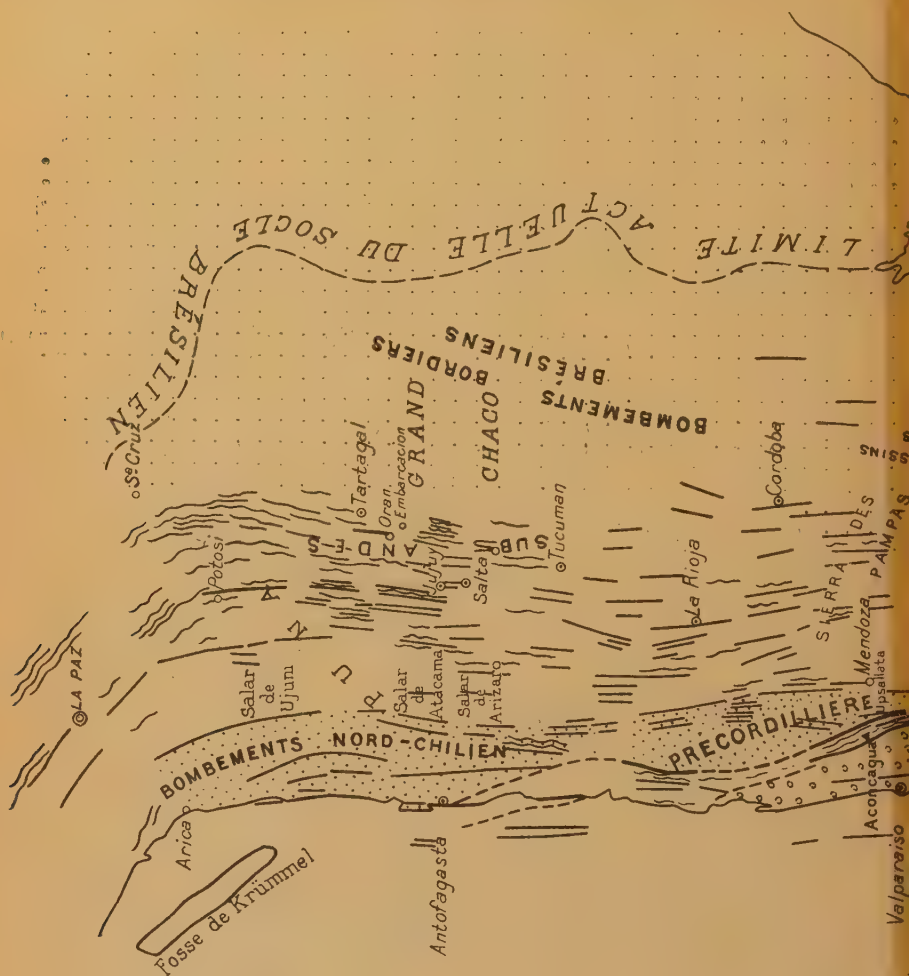
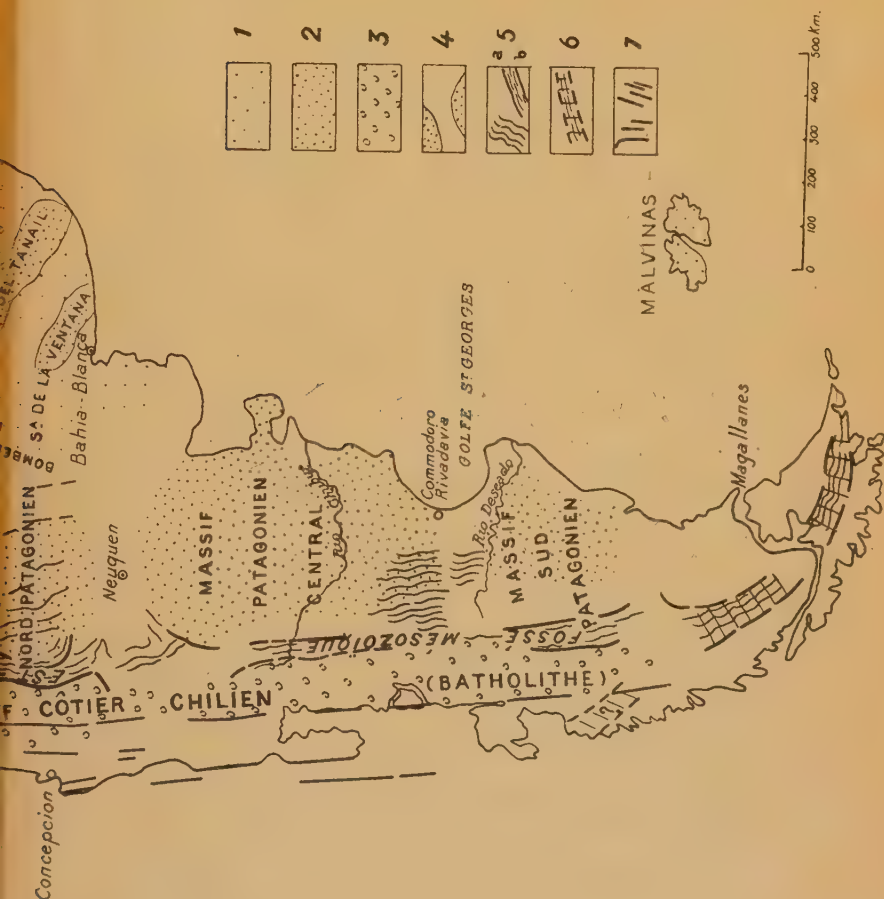


FIG. 12. — Carte structurale de l'A

- 1 : Précambrien. Massifs ou bombements et bassins (non séparés) ; 2 : Précarbonifère (Géotectural pré-carbonifère) ; 4 : Bassins pré-carbonifères (entre les massifs et les bombements) ; 6 : Haute-Cordillère de Mendoza du Tertiaire supérieur ; 6 : zone des plis de la Terre de Feu

donc une structure très simple, du type de celles qui caractérisent les régions où se sont exercées des poussées tangentielles modérées et qui se développent à l'extérieur d'un géosynclinal de type véritablement alpin. *Le plissement léger de la Pata-*

gonie du Chubut (Pré-Andes) s'est produit au cours de la période continentale du Tertiaire supérieur, sur un bouclier qui n'a jamais cessé d'être cratogénique. De là l'existence de basaltes



Sud méridionale (L. Picard, 1947).

Massifs ou bombements; 3 : Massif côtier chilien (peut appartenir au complexe structuraux du Tertiaire supérieur; b, zone des plis des Andes orientales patagoniennes et de la (Plio-)Pléistocène (Graben-horst, basin-range structures).

de plateaux, d'âge plio-pléistocène, même dans la partie plissée du Chubut (Sierra Corrientes, Sierra Victoria, etc...).

Dans l'état actuel de nos recherches, nous ne pouvons établir jusqu'où nos massifs argentino-patagoniens, d'âge pré-carbo-

nifère, s'étendaient dans la partie patagonienne du Chili. Comme nous le verrons, ils peuvent avoir formé un énorme bouclier, avec le *Brazilia*, après l'orogénèse et la pénéplanation des Gondwanides au Dévonien supérieur; la division de ce bouclier en massifs gauchis vers le haut et en bassins gauchis vers le bas — et ainsi l'existence de nos divers massifs patagoniens — ne s'est établie qu'au Permo-Carbonifère, lorsqu'une (ou deux) de ces dépressions fut devenue un fossé de sédimentation méridien, le fossé sédimentaire mésozoïque, et, par la suite, le bassin ayant donné naissance au plissement des Andides de l'Argentine méridionale. Le Chili méridional, à l'W des Andes, formait sa barrière continentale occidentale. Le massif chilien fut, lui aussi, subdivisé, au moins au Mésozoïque, lorsque s'établit une jonction entre la baie de Neuquen et le bras du Pacifique triasique de Concepcion, ou bien au milieu du Tertiaire, lorsque l'Atlantique (étage de la molasse patagonienne) se joignit au Pacifique (étage de Navidad) approximativement à la même latitude (Windhausen, fig. 155).

VIII. LA QUESTION DES MAGMATITES « OROGÉNIQUES » ET LA POSITION DU SOCLE BATHOLITIQUE DE PATAGONIE

Comme il a été souligné souvent au cours de cet essai, les Andes d'Argentine ne furent soumises qu'à une seule phase de plissements (très modérée en Patagonie) après la fin du Dévonien. Backlund (1926) et Gerth (1926), cependant, essayèrent d'établir l'existence de cinq orogénèses au moins entre le Méso-Jurasique et le Tertiaire supérieur. Leurs études étaient basées sur les différences pétrographiques des roches magmatiques exposées dans les Andes orientales de la Patagonie septentrionale, mais ces résultats sont en contradiction avec les coupes transversales de Gerth lui-même, qui montrent (fig. 2, 1926) une concordance complète et un plissement uniforme de toutes les couches allant du Rhétien jusqu'au Tertiaire supérieur (formation de Calchaqui et basaltes-andésites sus-jacents). En fait, Gerth (1926, p. 84) lui-même a dû admettre cette contradiction; pour résoudre cette difficulté, il distingua deux sortes de structures plissées: des plis normaux, de grande amplitude ou primaires, et des plis plus petits, complexes ou secondaires. Cependant, ce comportement différent de deux structures plissées ne pourrait expliquer au plus que deux et non cinq phases orogéniques. D'ailleurs, même

dans ce cas, il est clair, d'après les coupes et les descriptions, que les structures plissées et les complexes sont liés avec les mouvements de glissements ou de diapirisme de masses de gypse oxfordien dont nous avons souvent parlé, mouvements que l'on peut difficilement rapporter à une phase orogénique. Pour appuyer ses idées, Gerth avait d'abord discuté (1926) et aussi publié la coupe de Schiller montrant les phénomènes de chevauchements de l'Aconcagua. Comme nous l'avons dit, ceux-ci sont aussi le résultat d'une tectonique du gypse à une plus grande échelle à vrai dire. Au terme de son étude plus récente (1939, p. 37-39) Gerth lui-même arrive à la conclusion que les chevauchements et les écailles de l'Aconcagua sont « locaux » et « des cas exceptionnels », dus à des glissements dans le gypse. Dans cette publication, il reconnaît que ses diverses orogénèses magmatiques, ainsi que celles de Backlund, sont assez « difficiles » à démontrer.

Nous pensons que pour établir une corrélation satisfaisante entre les formes structurales et les phénomènes magmatiques, d'autres études sur la tectonique magmatique et d'autres recherches pétro-chimiques sont nécessaires¹. Quoiqu'il en soit, on peut dire que les diverses roches alcalines depuis les essexites et teschenites éocènes jusqu'aux trachy-andésites du Tertiaire supérieur-Quaternaire, aussi bien que l'abondance des basaltes à olivine dans les Andes plissées comme dans les Pré-Andes, indiquent la prévalence des processus épirogénico-trafrogéniques au cours de l'évolution des Andes cénozoïques. Il apparaîtrait ainsi que, indépendamment du degré modéré du plissement, la durée a été trop courte (Miocène supérieur-Pliocène inférieur) et le milieu dans lequel s'est produit le plissement trop « continental », pour donner naissance à une véritable et indépendante « province pétrographique » magmatique orogénique. De telles roches magmatiques « géosynclinales » peuvent avoir existé dans la région du Pacifique, pour lequel, lorsque nous avons étudié les Andes centrales, nous avons parlé d'un géosynclinal marin de grandes dimensions et profond. A son extrémité méridionale ce géosynclinal pacifique a pu passer par la Terre

1. Dans une analyse donnée par SAPPER (1931) sur un essai de GROEBER (1927), nous notons que Groeber restreignait toutes les roches « méso-silicic » des Andes « avec leurs différenciations » à la « zone orogénique » andine, persistant selon lui d'un bout à l'autre du Tertiaire. Groeber sépare aussi la Patagonie du N de celle du S (au S de la latitude 43°) comme deux provinces magmatiques différentes. Nous avons exposé les raisons qui nous amènent à conclure que cette conception d'une orogénèse géosynclinale, de longue durée, ne paraît pas en harmonie avec les plissements modérés et de courte durée des Andes.

de Feu et de Magellan : en effet, porphyres métamorphiques, flysch, radiolites et ophiolites sont signalés (Quensel) dans cette région, ainsi que le changement de direction des chaînes plissées, de méridiennes à équatoriales, qui parle en faveur d'un nouveau système de plis, les Antarctandes¹, par lequel on établirait la jonction entre l'Amérique du S et les Antilles méridionales.

Devant cette interprétation tectonique, l'attribution d'un âge méso-cénozoïque au « Batholite patagonien », qui constitue la plus grande partie du Chili méridional, reste à vérifier. En tout cas, la dimension et la distribution de cet immense batholite patagonien serait compatible avec l'ampleur tectonique et régionale de la zone orogénique des Gondwanides, pour lesquelles Du Toit supposait un géosynclinal de la dimension de la Tethys, son géosynclinal de Samfrau. La masse batholitique chilienne se poursuit vers l'W et y devient le socle granitique de la dorsale magmatique andine (voir fig. 9, 12). Ce socle granitique occupe par conséquent la place de la barrière occidentale ou bombement marginal du fossé mésozoïque andin oriental, que nous avons mentionné plus haut. Comme dans le massif patagonien, nous y trouvons des structures magmatiques super-imposées avec addition cependant de types magmatiques spécifiques, décrits par Gerth et Backlund dans les travaux que nous avons cités. Dans cette région faîtière des Andes, les roches magmatiques peuvent être séparées en trois niveaux : 1° un niveau supérieur, super-structure consistant en appareils volcaniques cénozoïques (comprenant divers types allant du basalte au type andésitico-liparitique) ; 2° un niveau médian, ou sub-structure, de porphyres et porphyrites d'âge principalement pré-carbonifère avec, en plus, des plutonites alcalines et des diorites intermédiaires, considérées comme mésozoïques par Gerth ; 3° un socle grano-dioritique anté-carbonifère (« old socle » de Groeber, 1929) avec des roches métamorphiques partiellement sédimentaires (« paleozoic of undefinable character » de Windhausen, 1931, p. 92 à 96).

Le niveau médian qui constitue aussi la sub-structure du fossé sédimentaire mésozoïque (zone des Andides tertiaires), est riche en séries clastiques. Il contient même, dans ses termes les plus anciens ou à sa base, immédiatement au-dessus du socle granitique, des cailloutis de kéraatophyre, qui est la roche la plus commune parmi les épanchements porphyritiques de ces sub-

1. Non au sens où l'entend Gerth (1939), qui y inclut la plus grande partie des Andes patagoniennes.

structures. Comme nous considérons la partie principale de ces séries de sub-structures comme permo-carbonifère (et non de l'âge triasico-jurassique jusqu'ici supposé), un intérêt spécial doit être attaché aux tillites, découvertes par Backlund (1923-1926) dans la Sierra del Vento, au pied de la crête andine, et à la référence récente (1946, p. 252) que Ducloux donne de la détermination par Harrington de fossiles carbonifères marins de cette chaîne, enfin aux tillites de Lambert découvertes dans la région de Zapala. Ces témoins du Paléozoïque sup. reposant sur le flanc de l'ancien bombement pré-carbonifère (crête andine actuelle) ou à la base du bassin de sédimentation mésozoïque andin oriental ont par conséquent une position semblable à celle des séries contemporaines de Paganzo au pied de l'ancien bombement de la Pré-Cordillère. On observe ainsi que les séries des sub-structures reposent sur des bombements (dorsale magmatique, massifs patagoniens) et des bassins (fossé andin oriental) qui démontrent l'existence d'une morphologie de gauchissements régionaux verticaux avant le début du Paléozoïque supérieur.

Il semble donc qu'après le plissement, la dénudation et la consolidation des Gondwanides ¹, la Patagonie fut réunie au « *Brazilia* » (de construction précambrienne). Elle forma à la fin du Dévonien un continent stable dont les dimensions étaient au moins égales aux dimensions actuelles, peut-être même plus étendu vers l'W. (Il est difficile, par conséquent, d'adopter l'idée d'un continent indépendant ou « *Patagonia* » qui n'a probablement même pas existé au Paléozoïque ancien.) Du Permo-Carbonifère jusqu'à la période actuelle, la Patagonie a été le théâtre

1. Dans ces 4 zones de consolidation, se rangent aussi quelques zones de terrains paléozoïques plissés, en particulier celles de la Sierra de la Ventana rapportées d'ordinaire comme une partie de l'arc des Gondwanides (Keidel). Mais cet « arc » ne représente que l'un des sub-géosynclinaux ou bassins partiels de la ceinture géo-synclinal fondamentale de Samfrau. Il semble que le bassin partiel le plus proche du « *Brazilia* » soit celui qui fut plissé pour former l'arc gondwanidien de la Sierra de la Ventana. On arrive à cette conclusion d'après l'ampleur modérée des ondes de plissements de la Sierra Tindal, qui montre les structures mourantes d'un avant-pays (voir les coupes de NAGERA et DU TOIT). Un autre ensemble qui a pu prendre naissance aux « temps » acadiens est constitué par les directions soupçonnées E-W des plis « simples » (GROEBER, 1929) cachés sous le plateau de Chubut et que nous avons aussi mentionnés en liaison avec les paléochânes supposées du bassin de San Jorge. Elles étaient d'ordinaire considérées comme les témoins d'un plissement intra-crétacé. La même incertitude se retrouve en ce qui concerne la courbure, de direction E-W, de la bordure du plateau des îles Falklands et les Antarctandes de la Terre de Feu dont nous avons parlé. Bien des sédiments métamorphiques des « massifs » en particulier au voisinage des batholites patagoniens sont attribués à l'orogénèse acadienne.

de phénomènes continentaux et épi-continentaux. Elle a subi une évolution semblable à celle des Andes centrales. Ainsi, à partir du Carbonifère, l'épirogénèse a joué le rôle le plus important dans les mouvements tectoniques. Un volcanisme continental sans fin qui s'exprime par les épanchements de nappes à caractères basique et acide du Permien jusqu'à nos jours, révèle des mouvements du magma de nature surtout cratogénique. *Ainsi, depuis le Dévonien supérieur, il ne s'est produit qu'une seule phase orogénique de courte durée, au Tertiaire supérieur*, qui, d'ailleurs, n'a mis en jeu que de faibles poussées latérales. On ne peut s'attendre à des poussées plus fortes et à une structure peut-être géo-synclinale que dans la région allant du fossé andin oriental à la Haute-Cordillère de Mendoza. Les chaînes plissées, fortement comprimées, de la Terre de Feu indiquent comme plus probables des mouvements alpins et une sédimentation géo-synclinale. Mais déjà au N du lac de Buenos-Aires, à une latitude de 46°, Heim (1940, p. 49) mentionne un plissement post-patagonien, c'est-à-dire postérieur à l'Oligocène-Miocène, « subordonné à des mouvements verticaux et magmatiques ».

Un découpage très intense en compartiments, des structures composées de grabens et de horsts et de compartiments inclinés, — c'est-à-dire les éléments tectoniques dominants du Plio-Pleistocène post-orogénique des Andes centrales, — sont bien développés dans la Patagonie du Nord. Mais ils le sont moins, ou bien ils ont été insuffisamment reconnus, dans la Patagonie centrale et méridionale.

RÉSUMÉ

Le résultat principal au point de vue stratigraphique de cette étude sur la structure des Andes sud-américaines est l'attribution au Permien inf. des couches de la série calcaréo-dolomitique, qui jusqu'ici étaient considérées en général comme appartenant au Crétacé. Ainsi, la « formación petrolífera » *sensu stricto*, comprenant les Aren. inf. et la série calc. dol., est permo-carbonifère et contemporaine des séries du Paganzo et de Gondwana¹. La dénomination MZC (Mésozoïque continental) sur la carte géologique de l'Amérique du Sud de Stose et Levorsen (1943) doit être remplacée par TRCc (Trias-Permien et Carbonifère continental sup.) pour cette région des Sub-Andes.

1. Voir aussi notre note préliminaire, *B. S. G. F.* (5) XVIII, 1948, p. 215.

Au point de vue structural, on constate un plissement uniforme de tous les sédiments post-dévonien. Le plissement acadien ou dévonien sup. des séries de Gondwana est peu prononcé dans cette région. Le plissement des Sub-Andes date principalement du Tertiaire sup. (passage Mio-Pliocène) et est de type autochtone normal. Ce plissement a été suivi par un soulèvement épirogénique et par la formation de failles tafrogéniques conduisant à la division morpho-tectonique actuelle de la région. Les structures complexes rapportées comme orogénèses de type alpin sont des phénomènes secondaires qui doivent être rattachés à une tectonique endémique de bassin ou à une tectonique du gypse, ou bien sont en liaison avec une faible poussée par gravité des compartiments découpés sur les Sub-Andes gauchies. Cependant le glissement par gravité n'a pu être la cause du plissement tertiaire sup., étant donné qu'il n'existe pas de déplacements horizontaux de nappes, ni de larges surfaces de cisaillement de style orogénique alpin. *Le Puna et les Sub-Andes sont des chaînes à plis faillés, gauchies vers le haut, d'âge plio-pléistocène* ; c'est aussi la période principale du volcanisme avec épanchements de laves.

L'étude de la totalité des Andes centrales donne des résultats semblables à ceux obtenus dans la région des Andes de l'Argentine du NW. Nous notons un *plissement des Andides* du Tertiaire sup. suivi d'un gauchissement vers le haut et d'un découpage en compartiments par jeux de failles. L'évolution de ces structures est illustrée par des schémas et diagrammes. Ceux-ci montrent que, du Carbonifère au Miocène, la plus grande partie des Andes centrales de l'Altiplano bolivien jusqu'aux Sierras des Pampas, constituait un immense bassin régional continental : le bassin central andin. Ce bassin était limité à l'E par les hauteurs de la bordure brésilienne (plus ou moins loin du Chaco actuel) et à l'W par les hauteurs de la bordure nord-chilienne (situées dans la région de la Cordillère côtière actuelle), se continuant au SE par les hauteurs de la Pré-Cordillère. Le caractère cratogénique de la structure de ce haut bassin, qui naquit après le plissement dévonien des Gondwanides, apparaît également dans le volcanisme permo-carbonifère, sous forme de plateaux de basaltes typiques dans le bassin andin et sous forme de séries porphyriques acides dans les bombements ou dans les massifs. Ce haut degré continental des Andes centrales est aussi indiqué par les dépôts sédimentaires connus sous le nom de « faciès Puca » dans le N et « faciès de Gondwana » dans le S (glaciaire, formations arides et désertiques, alluvions, dépôts limniques, sau-

mâtres ou d'eau douce). Les transgressions marines sont rares et, lorsqu'on en observe, elles sont de caractère purement épi-continental. Une sédimentation marine plus continue n'est observée que sous la forme d'un chenal étroit dans l'Aconcagua et peut être suivie, depuis là, tout le long des Andes orientales jusqu'au S de la Patagonie.

Le détroit marin d'âge mésozoïque contient une grande masse de dépôts continentaux (gypse jurassique et crétacé). Le caractère de ces sédiments n'est pas celui d'un géosynclinal marin profond. Les phénomènes magmatiques ne sont pas encore de type orogénique prononcé. Le plissement de ces sédiments mésozoïques des Andes orientales, comme dans les Pré-Andes, date du même âge tertiaire sup. que dans les Andes centrales et procède de la même structure autochtone normale (type « d'avant pays »). Ici comme dans les Andes centrales, le plissement se fit en milieu continental « à l'air libre ». Des discordances variées d'âge mésozoïque, spécialement à l'Infra-Crétacé, sont d'origine épirogénique et ne représentent pas de plissement orogénique véritable. Des structures mineures complexes (« perturbaciones ») ainsi que la poussée horizontale bien connue dans la Haute-Cordillère de Mendoza sont dues à la tectonique du gypse. Cette dernière région, il est vrai, est aussi le théâtre de la compression tangentielle la plus forte dans cette partie des Andes. Ainsi le fossé mésozoïque des Andes orientales peut-il être en partie de caractère géosynclinal ; nous le considérons seulement comme un géosynclinal partiel relié à l'W avec une région géosynclinale type, plus profonde : le géosynclinal du Pacifique. Entre le Pacifique et ce chenal à l'E des Andes, existe un massif terrestre : le massif côtier chilien. Celui-ci fut subdivisé pendant le Trias pour donner naissance à un chaînon entre le Pacifique et le chenal des Andes orientales dans la région de Neuquen-Concepcion. A notre avis, le massif côtier chilien, consistant en batholites énormes, s'explique au mieux comme un bombement ou un massif de consolidation post-dévonienne, et il est, comme le bombement de la Pré-Cordillère du N du Chili, situé à l'E du fossé andin mésozoïque (fig. 12).

Les hauteurs de la Pré-Cordillère se continuent au S par les massifs et bassins de Patagonie. Comme la Pré-Cordillère, ils constituent la charpente de la zone de plissement des Andes orientales ; nous y reconnaissons les massifs patagoniens septentrional, central et méridional (massifs de Neuquen, de Chubut, de Deseado) et les bassins de Mendoza, Añelo-Neuquen, San Jorge, Santa-Cruz. Ils ont les caractères d'un massif typique :

un socle métamorphique, granitique, un étage moyen de Permo-Carbonifère et peut-être de laves acides du Mésozoïque ancien et de sédiments continentaux clastiques, finalement une couverture du Mésozoïque sup.-Cénozoïque, formée de sédiments et d'épanchements de laves basiques. Cette couverture mésozoïque tertiaire a subi le même plissement tertiaire sup., mais plus doux, surtout dans le district de Neuquen. Dans la région de Chubut où les Andes et les Pré-Andes forment un territoire moins étendu, les plis approchent de la côte. On n'observe pas de plissement d'âge infra-crétacé (Patagonides). Les bassins régionaux de San Jorge, Neuquen, d'une certaine manière celui de Mendoza et peut-être de Santa-Cruz, sont des régions de grandes accumulations de pétrole. Ce sont de grands bassins de sédimentation de l'Atlantique méso-cénozoïque qui doivent jouer un rôle important dans les recherches futures pour le pétrole depuis le Rio de la Plata jusqu'aux Magallanes.

En résumé : depuis le début du Carbonifère, cette région des Andes présente un mouvement vertical constant, ascendant et descendant, de ses bassins et bombements. Ainsi la tectonique des Andes de l'Argentine a été pour la plus grande part cratogénique, tout comme celle de son voisin : le bouclier brésilien (Stappenbeck, 1938). Des mouvements orogéniques tangentiels agissent seulement pendant une courte période du Tertiaire sup., pour être suivis immédiatement par le soulèvement épirogénique des Andes et le découpage tafrogénique de tout l'ensemble montagneux. La région qui s'étend depuis les fossés côtiers du Pacifique jusqu'au Chaco et depuis l'Altiplano bolivien et les Sub-Andes jusqu'aux Sierras des Pampas a été divisée en un grand nombre de compartiments élevés et déprimés faillés (horsts, grabens, basin-range), quelquefois à une échelle régionale. Avec leurs couches-mères propres, ces grabens (voir par exemple les champs pétrolifères de Pirin du graben de Titicaca) et les compartiments faillés nous paraissent d'un grand intérêt comme « pièges » pour le pétrole.

(Manuscrit terminé en nov. 1947.)

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON, R. — 1926. Observations on the occurrence and origin of Petroleum in Argentine and Bolivia. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 10, p. 853-859.
- BACKLUND, H. G. — 1924. Kristalline Massengesteine und die andine Geosynclinale. *Geol. Rundsch.*, XIV, 3, p. 295.
- 1926. Magmatic activity and mountain folding in the Andes of South Mendoza. *Geol. Mag.*, LXIII-9, 440-422, London, 1926.
- BALDWIN, H. L. — 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquen. *Bol. Inf. Petr., Y. P. F.*, Junio, Buenos-Aires.
- BEDER, R. — 1922. Estudios geologicos de la Sierra de Cordoba, etc. *Dir. Gen. Minas. Bol.*, 33 B. (Réf. de WINDHAUSEN.)
- 1928. La Sierra de Guasayan y sus alrededores. Ministr. Agric. Nac., *Dir. Gen. Minas, Public.*, n° 39, Buenos-Aires. (Ref. de FRENGUELLI 1936-1937.)
- BERRY, E. W. — 1917. The Age of the Bolivian Andes. *Proc. Nat. Ac. Sc.*, vol. 3, p. 283.
- BODENBENDER, G. — 1896 (a). Beobachtungen über Devon-und Gondwana Schichten in der Argentinischen Republik. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 48.
- 1896 (b). Über Silur, Devon, Carbon und die Glossopterisstufe etc. *Ibid.*, 48, p. 183.
- 1911. Constitucion geologica de la parte meridionale de la Rioja y regiones limitrofes (Ref. de WINDHAUSEN, 1931). *Bol. Ac. Nac. Cienc.*, Cordoba, XIX.
- BONARELLI, G. — 1921. Tercera contribución al conocimiento geologico de las regiones petrolíferas subandinas del Norte (provincias de Salta y Jujuy). *An. Min. Agric. Nac. Geol., Sec. Geol. Minas. Dir. Gen. Minas.*, toma XV-4, Buenos-Aires.
- BORN, A. — 1932. Der geologische Aufbau der Erde. *Handb. Geophysik*, Bd. II. 2, Berlin.
- BOWMAN, I. — 1916. The Andes of Southern Peru. *Amer. Geogr. Soc.*, New-York.
- BRACCACINI, O. — 1946. Contribución al Conocimiento Geológico de la Pre-cordillera Sanjuanino-Mendocina. *Bol. Inf. Petr., Y. P. F.*, XXIII, 1946, n° 258, 260-265, Buenos-Aires.
- BRACKEBUSCH, L. — 1883. Estudios sobre la formacion petrolifera de Jujuy. *Bol. Ac. Nac. Cienc.*, V. Cordoba. (Ref. de WINDHAUSEN, 1931.)
- BRADLEY, W. H. — 1929 a. Algae reefs and oolites of the Green River formation. Shorter Contributions to General Geology, 1928, U. S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 154. Washington.
- 1929 b. Neue Beobachtungen über Algen als Urmaterialien der Boghead-Kohlen und-schiefer. *Centralbl. f. Min. Geol. etc.*, Abt. B.
- BROGGI, J. A. — 1934. Tectonica y acumulaciones petrolíferas. *Soc. Geol. Peru*, VI-1, Lima. (Ref. de FRENGUELLI, 1936-37.)
- BRÜGGEN, J. — 1934. Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles. *Math. Nat. Kl. Ak. Wiss.*, Heidelberg.
- BURCKHARDT, C. — 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillère

- argentino-chilienne. *Ann. Mus. La Plata., Sec. Geol., Miner.*, t. II, La Plata.
- CHASE, P. W. — 1933. The Geology along the Perene and Tambo rivers of Eastern Peru. *Jour. Geol.*, 41, 1933, p. 513.
- COCKERELL, T. D. A. — 1925. Tertiary Insects from Argentina. *Proc. U. S. Nat. Mus.*, LXVIII, 2602, p. 4-5, Washington.
- 1936. The fauna of the Sundal (or Margas Verdes) formation N. Argentine. *Amer. Mus. Nov.*, n° 886. Am. Mus. Nat. Hist. New-York.
- COSSMANN, M. — 1925. Description des Gastéropodes mésozoïques du Nord-Ouest de l'Argentine. *Com. Mus. Nac. Hist. Nat. « Bernardino Rivadavia »*, II-19, 193-209. Buenos-Aires, 1925.
- COX, R. L. — 1936. Karroo Lamellibranchia from Tanganyika Territory and Madagascar. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, XII, p. 32-57.
- DANIEL, J. — 1940. Sobre la constitucion, Disposicion Transgresiva y Tectonica de los Estratos Mesozoicos en Alfarcito, Departamento de Tilcara (Provincia de Jujuy). *Tesis Mus. La Plata*, n° 3, Buenos-Aires.
- DAVISON, C. — 1937. The distribution of Deep-focus earthquakes. *Geol. Mag.*, 74, p. 316.
- DOUGLAS, J. A. — 1914 et 1920. Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, vol. 70, 76.
- DUCLoux, A. H. — 1940. Sobre los fenomenos de Corrimiento en ambos lados de la Quebrada de Juella. Dept. de Tilcara. *Tesis Mus. La Plata*, n° 2, Buenos-Aires.
- 1946. Contribucion al conocimiento geologico del Neuquen extraandino. *Bol. Inf. Petr.*, XXIII, n° 266, p. 245-281, B. A.
- DU TOIT, H. L. — 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Publ. Carnegie Inst.*, n° 381, Washington.
- 1937. Our wandering continents. Edinburgh.
- EVANS, J. W. — 1903. Expedition to Caupolicán, Bolivia, 1901-02. *Geogr. Journ.*, XXII, 601-645, London, 1903.
- FERGUSON, J. L. & VERNON, S. — 1938. The Relationship of Buried Hills to Petroleum Accumulation. « Science of Petroleum », Oxford, Univ. Press, p. 240.
- FERUGLIO, E. — 1930. Fossili devonici de Quemado. *Ann. Mus. G. Gapeolini*. Bologna. (Ref. de SCHLAGINTWEIT, 1937.)
- 1931. Observaciones geologicas en provincias de Salta y Jujuy. Dir. Gen. Y. P. F. Contribuc. primera Reunion Nac. geografía VII. Buenos-Aires. (Ref. de SCHLAGINTWEIT, 1937.)
- 1939. Mapa geologico de la Patagonia al sur del paralelo 42° y Tierra del Fuego, 1 : 2.000.000, Buenos-Aires.
- 1942. Mapa geologico de la region Oeste del meridiano 62° entre los paralelos 32° y 42°, 1 : 2.000.000, Buenos-Aires.
- FORBES, D. — 1860. On the Geology of Bolivia and Southern Peru. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, XVII.
- FOSSA-MANCINI, E. — 1938. The Argentine Republic. « Science of Petroleum », vol. I, p. 120-123, Oxford, Univ. Press, London.
- 1939 a. Teremotos y yacimientos du Petroleo. *Bol. Inf. Petr.*, Y. P. F., Abril, p. 23, Buenos-Aires.
- 1939 b. Vistas aereas, fallas activas y temblores mendocinos. *Ibid.*, XVI, Julio, p. 45.

- FRENGUELLI, J. — 1930. Geosinclinali continentali. *Bol. Soc. Geol. Italiana*, XLIX, Roma.
- 1933. Apuntes de geología Patagónica. *Bol. Inf. Pet. Yac. Ind.*, X, n° 112, p. 843, B. A.
- 1936-37. La zona Salteña del Valle de Santa María. *Univers. Nac. La Plata. Inst. Museo. Obra del cincuentenario del Museo de la Plata II*, Buenos-Aires.
- 1939. Geosinclinales y Bolsones. *Rev. « Circulo »*, 9 a 18 noviembre, Parana.
- 1943. Acerca de la presencia de *Rhaeopteris ovata* en el Paganzo I de Villa Unión, La Rioja. *Rev. Mus. La Plata (Nueva ser.)*, II, Secc. Geol. La Plata, p. 14.
- 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste Argentino. *Ibid.* (Nueva ser.), Secc. Geol., tom. II.
- 1945. Moluscos continentales en el Paleozoico superior y en el Triásico de la Argentina. *Notas Mus. La Plata*, tomo X, Paleontología, n° 83, La Plata.
- FREYBERG V., B. — 1927 a. Geologische Untersuchungen in der Sa. de Los Llanos (La Rioja). *Abh. Senckenberg. Nat. Ges.*, Bd. 39 (discussion in GERTH. *Neues. Jhrb. f. Min.*, etc. « Referatenband » III, 1928).
- 1927 b. Resultados de un viaje de estudio geológico a la Sierra de Los Llanos (provincia de La Rioja). *Bol. Acad. Nac. Cienc.*, XXX, 123-127. Córdoba. (Ref. de WINDHAUSEN.)
- FRITZSCHE, C. H. — 1923. Neue Kreidfaunen aus Südamerika (Chile, Bolivia, Peru, Colombia). *Neues. Jhrb. Min., Geol., Pal.*, Beil. Bd. 50, 1-56, Stuttgart (Ref. de FRENGUELLI.)
- GERTH, H. — 1913. Stratigraphie und Bau der argentinischen Kordillere zwischen dem Rio Grande und Rio Diamante. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, LXV, Monatsber.
- 1915. Geologische und morphologische Beobachtungen in den Kordilleren Südperus. *Geol. Rundsch.*, VI-3, 130-153, Leipzig, 1915.
- 1924. Ausbildung und Fauna der mesozoischen Ablagerungen in der andinen Geosynklinale im Bereich der argentinischen Kordillere. *Ibid.*, XIV.
- 1926. Orogenese und Magma in der argentinischen Kordillere. *Ibid.*, « Steinmann-Festschrift » XVI a, 62-98, Berlin, 1926.
- 1933-1935. Geologie von Südamerika I, II, Berlin.
- 1936. Die Bedeutung des Magmas in der Orogenese der südamerikanischen Kordillere. *Geol. Rundsch.*, XXVII, Heft 1.
- 1939. Die Kordilleren von Südamerika. Regionale Geologie der Erde, Bd. 3, Leipzig.
- GROEBER, P. — 1927. Ensayo sobre Tectonica Teorica y Provincias Magmaticas. *Bol. Ac. Nac.* XXX, Córdoba., « Bodenbender Festschrift ».
- Vestigios de un Yacimiento petrolifera en Pillum-Challa (Territ. de Neuquen). *Dir. Min. Bol.*, n° 4., ser. F.
- 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquen, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Min. Agr. Nac. Dir. Minas, Geol., Hidrol., Public.* n° 58, Buenos-Aires.
- 1933. Confluencia de los Rios Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquen), descripción de la hoja 31-c del mapa geológico

- general de la Republica Argentina. *Min. Agr. Nac., Dir. Minas, Geol., Hidrol., Bol.* 38, Buenos-Aires.
- GROEBER, P. — 1927-1931. — Mapa geologica general de la Republica Argentina. Hoja 31 c-30 c., 1 : 200.000^e. Dir. Gen. Minas., Buenos-Aires.
- 1944. Movimientos tectonicos contemporaneo y un nuevo tipo de dislocaciones. *Notas Mus. La Plata*, tomo IX, Geologia, n° 33, p. 363.
- GUTENBERG, B. et RICHTER, C. F. — 1941. Seismicity of the Earth. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, n° 34.
- HAGERMANN, T. H. — 1936. Investigaciones sobre el material clasico en formaciones del Norte Argentino. *Bol. Inf. Petr.*, n° 139, Ano XIII, p. 75.
- HARRISON, J. V. — 1940. The Geology of the Central Andes in part of the Province of Juniu, Peru. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XCIX, p. 1.
- HAUSEN, H. — 1931. On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango arëa, Province La Rioja. *Act. Acad. Aboensis Math. et Phys.*, I. Abo. (Ref. de WINDHAUSEN, 1931.)
- 1925. Sobre un perfil geologico del borde de la Puna de Atacama con un descripcion de algunos yacimientos minerales en la Puna de Salta y Jujuy. *Bol. Ac. Nac. Cienc.*, XXVIII, 1-95, 1925, (Ref. de FRENGUELLI, 1936.)
- 1930. Geologische Beobachtungen in den Hochgebirgen der Provinzen Salta und Jujuy, Nordargentinien. (*Acta geographica*, Soc. geogr. Fenniae) 3 et *Meddel. fran Abo Ak. geol. min. Institut.*, n° 11, Helsingfors.
- HAUTHAL, R. — 1911. Reisen in Bolivien und Peru, ausgeführt 1906-07, Leipzig.
- 1929. Untergrund und Grundwasser in der arg. Pampa. *Peterm. Mitteil.*, 1929, p. 312 (large discussion de : STAPPENBECK, Geol. und Grundwasserk. d. Pampa).
- HEALD, K. C. et MATHER, K. F. — 1922. Reconnaissance of the Eastern Andes between Cochabamba and Santa Cruz, Bolivia. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, XXXIII, p. 553-570, Washington.
- HEIM, Arn. — 1945. Observaciones Tectonicas en Barreal. Precordillera de San Juan. *Rev. Mus. La Plata* (Nueva serie), Secc. Geol., t. II, La Plata.
- 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera. *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 33, p. 25.
- HOEK, H. — 1905. Exploration in Bolivia. *Geogr. Jour.*, vol. XXV, p. 503.
- HUENE, Fr. von. — 1931. Verschiedene mesozoische Wirbeltierreste aus Südamerika. *Neues. Jhrb. f. Min. etc.*, Bd. LXVI, B. (Ref. de GERTH, 1935.)
- JONES, C. T. — 1939. Geology of Wind River Canyon, Wyoming. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, p. 476.
- KEIDEL, H. — 1907. Über den Bau der Argentinischen Anden. *Sitzungsber. K. Ak. Wiss. Mathem., naturwiss. Klasse*, CXVI-4, 649-674, Wien.
- 1910. Estudios geologicos en le quebrada de Humahuaca y en la de Iruya, etc. (Prov. de Jujuy y Salta). *An. Min. Agr. Geol.*, V-2, 76-77, Buenos-Aires, 1910. (Ref. de SGRosso.)
- 1912. Die neueren Ergebnisse der staatlichen geologischen

- Untersuchungen in Argentinien. *C. R. XI^e Congr. Géol. Intern.*, Stockholm, 1910.
- KEIDEL, H. 1921. — Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. *An. Min. Agr. Nac. Sec. Geol.*, tomo XV, n° 2.
- 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Permico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. *Bol. Ac. Nac. Cienc.*, XXV, 239-368, Córdoba, 1922.
- 1925. Sobre la Estructura Tectónica de las Capas Petrolíferas en el Oriente del Territorio de Neuquén. *Dir. Gen. Minas, Geol., Hidrol. Public.*, n° 48, Buenos-Aires.
- 1939. Über die « Gondwaniden » Argentinien. *Geol. Rundsch.*, XXX-1/2, Stuttgart.
- KRANCK, E. H. — 1932. Geolog. investigations in the Cordillera del Fuego. *Acta Geographica.*, 4, n° 2, Helsinki.
- LAHEE, F. H. 1927. The Petroliferous Belt of Central Western Mendoza Province, Argentina. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. II, p. 261-78.
- LE CONTE, S. — 1889. On the Origin of Normal Faults and of the Structure of the Basin Region. *Am. Journ. Science*, Third Series, XXXVIII, p. 256-263.
- LEIDHOLD, C. 1934. La tectónica del subsuelo del Campamento Central de Comodoro Rivadavia. *Bol. Inf. Petr.*
- LEVORSEN, A. L. — Geological Map of South America, 1 : 5,000,000. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, n° 61, Part 2. Foreword and Explanation of Legend.
- MARTONNE, E. DE — 1934. The Andes of the N. W. Argentine. *Geogr. Journ.*, vol. 84, London.
- MATHER, K. F. — 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz Bolivia and Embarcación, Argentina.
- NAGERA, J. J. — 1919. La Sierra Baya. *An. Agr. Min. Sec. Geol.*, tomo XIV, n° 4. Buenos-Aires. (Ref. de WINDHAUSEN, p. 89.)
- NEWELL, N. D. — 1945. Lake Titicaca overthrusts. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56, Abstracts, n° 42, pt. 2, p. 1184.
- ORBIGNY, A. D' — 1835-1847. Voyage dans l'Amérique méridionale. Paris et Strasbourg.
- PALMER, H. S. — 1914. Geological notes on the Andes of Northwestern Argentina. *Am. Journ. Science*, XXXVIII, p. 309-330, New Haven. (Ref. de BONARELLI, 1926.)
- PASTORE, F. — 1932. Hoja 20 j Mapa Geologica de la Argentina. *Dir. Min. Geol. Bol.*, n° 36, Buenos-Aires.
- PENCK, W. — 1915. Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama. *Neues Jahrb. Min., Geol. Pal.*, Beil.-Bd. XXXVIII, Stuttgart.
- 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentinien). *Abhandl. Sächs. Ak. Wiss.*, Leipzig, Mathem., physikal. Kl., XXXVII, Leipzig.
- 1924. Über die Form andiner Krustenbewegungen und ihre Beziehungen zur Sedimentation. *Geol. Rundsch.*, XIV-3, 301-315, Berlin, 1924.
- PIATNITZKY, A. — 1946. Relaciones Estratigráficas de la Region del Río Chubut. *Bol. Inf. Petr., Y. P. F.*, Marzo, Buenos-Aires, p. 173.

- PICARD, L. — 1939. Outline on the Tectonics of the Earth. *Bull. Geol. Dep. Hebr. Univ.*, Jerusalem, vol. II, 3-4.
- 1943. Structure and Evolution of Palestine. *Ibid.*, vol. IV, 2-3-4.
- QUENSEL, P. D. — 1911. Geologisch-Petrographische Studien in der Patagonischen Kordillere. *Bull. Geol. Inst. Upsalla*, XI. (Ref. de WINDHAUSEN, GERTH, etc.)
- RASSMUSS, J. — 1916. Rasgos geologicos generales de las sierras pampeanas. *Min. Agr. Nac., Dir. Gen. Min. Geol. Hidrol., Bol.*, n° 13, serie B, Buenos-Aires.
- 1918. La Sierra de Aconquija. *Prim. Reun. Nac. Soc. Arg. Cienc. Nat. Tucuman.* (Ref. de WINDHAUSEN). Buenos-Aires, 1916.
- 1921. La cuénca de Metan. *Min. Agr. Nac., Dir. Gen. Min. Geol. Hidrol., Bol.*, n° 4, ser. F, 25-37, Buenos-Aires.
- 1922. El Perfil de la Perforacion de Capiazuti, en la region petrolifera de Tartagal. *Ibid.*, n° 5 (ser. F.), Buenos-Aires.
- REED, L. C. — 1946. San Pedro Oil Field, Province of Salta, Northern Argentina. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 30, n° 4, p. 594-605.
- REY, P. — 1945. Origen, evolucion y futuro de la geologica fisica en la busqueda del petroleo. *Bol. Infr. Petr.*, enero, p. 3.
- REY, P. et OKS, M. — 1943. Coordinacion de metodos geofisicos. *Ibid.*, XX, n° 230 (Ref. de RICH.)
- RICH, J. W. 1945. — Oil possibilities of South-America in the light of Regional Geology. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 29, n° 3, may 1945, p. 495-563.
- SAPPER, K. — 1931. Volcanoes, their activity and their causes, p. 27-31. *Bul. Nat. Res. Council.*, n° 77, Nat. Ac. Sc., Washington, February.
- SCHILLER, W. — 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Az. Min. Agr. Sec. Geol.*, t. VII, n° 3, Buenos-Aires.
- SCHLAGINTWEIT, O. — 1936. Los insectos fossiles del Norte argentino y la edad del Horizonte Calcareo-Dolomitico. *Bol. Inf. Petr.* XIII, n° 143, p. 61, Buenos-Aires.
- 1937. Observaciones estratigraphicas en el Norte argentino. *Ibid.*, XIV, n° 156, B-A.
- 1941. Correlacion de Las Calizas de Miraflores en Bolivia con el Horizonte calcareo-dolomitico del Norte Argentino. *Notas Mus. La Plata*, tomo VI, Geologia, n° 14, La Plata.
- 1943. La posicion estratigrafica del yacimiento del hierro de Zapla y la difusion del horizonte glacial de Zapla en la Argentina y en Bolivia. *Revista Minera*, tomo XIII, n° 4, p. 3, Buenos-Aires.
- SCHMIEDER, O. — 1921. Apuntes geomorphologicos de la Sierra Grande de Cordoba. *Bol. Ac. Nac.* XXV, Cordoba, 1924. (Ref. de PENCK et WINDHAUSEN, 1931.)
- 1932. *Länderkunde Südamerikas*, Wien.
- SGROSSO, P. — 1943. Contribucion al conocimiento de la Minería y geologia del Noroeste Argentino. *Dir. Min. Geol. Bol.* n° 53, Buenos-Aires.
- SIMPSON, G. G. — 1932. The supposed occurrences of Mesozoic mammals in South America. *Am. Mus. Nov.*, n° 530, may 28, New-York.

- STAPPENBECK, R. — 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *An. Min. Agr. Nac. Geol.*, IV-3, Buenos-Airés.
- 1917. Geologia de la Falda Oriental de la Cordillera del Plata. *Ibid.*, tomo XII, n° 1, B-A.
- 1921. Estudios geologicos e hidrogeologicos en la region subandina de las provincias de Salta y Tucuman. *Ibid.*, XIV-3, Buenos-Aires.
- 1924. Das Grundwasser in den Wüsten und Steppen Südamerikas. *Zeitschr. Deutsch. Ges. Erdkunde*, Berlin.
- 1926. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa, Stuttgart.
- 1936. Zur jüngsten geologischen Geschichte der Westargentinischen Kordillere nebst tektonischem Überblick über die Andengebirgsbildung. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 88, p. 252.
- 1938. Die Hebung der brasilianischen Masse. *Ibid.*, vol. 90, p. 233.
- STEINMANN, G. — 1929. Geologie von Peru. Heidelberg, Hd. b. d. Reg. Geologie.
- STEINMANN, G., HOEK, H. et BISTRAM, A. U. — 1904. Zur Geologie des südöstlichen Boliviens. *Centralbl. Min., Geol., Pal.*, p. 1-4, Stuttgart.
- STENZEL, H. — 1945. Stratigraphic significance of the Patagonian Odontogryphaeos. *Abstr. Bull. Geol. Soc. Am.*, p. 1202.
- STOSE, G. W. — 1945. Geological Map of South America, 1 : 5.000.000°. Geol. Soc. America.
- TAPIA, A. — 1941. Primer mapa hidrogeologico general de la Republica Argentina, 1 : 5.000.000°. Buenos-Aires.
- TRUMPY, F. — 1943. Discordancias en Mendoza. *Bol. Inf. Petr., Y. P. F.*, Marzo, p. 39.
- WEAVER, Ch. — 1931. Stratigraphy of the Jurassic and Cretaceous in W, central Argentina. *Memoirs Univ. Washington*, I, Scattie.
- WELLHÖFER, B. — 1939. Zur Geologie der Erdöllagerstätten am Westrande des argentinischen Chacos. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 88, p. 557.
- WELTER, — (Ref. in WELLHÖFER).
- WETZEL, W. — 1928. Geologische und geographische Probleme des nördlichen Chile. *Zeitschr. Deutsch. Ges. Erkunde*, p. 273.
- WICHMANN, R. — 1928. Datos geologicos sobre la region de Salagasta (Mendoza). *Dir. Min. Geol. Hidrol. Public.*, n° 37, B-A.
- WINDHAUSEN, A. — 1932. Bau und Bild Patagoniens. *Zeitschr. Deutsch. Ges. Erdkunde*, n° 1/2, p. 18. Berlin.
- 1914. Einige Ergebnisse zweier Reisen in den Territorien Rio Negro und Neuquen. *Neues. Jahrb. Min., Geol., Pal. Beil.*, Bd. XXXVIII, Stuttgart.
- 1921. Ein Blick auf Schichtenfolge und Gebirgsbau im südlichen Patagonien. *Geol. Rundsch.*, XII, Heft 3/5, Leipzig.
- 1923. Apuntes sobre el Sistema Hidrografico del Rio Senguerr. *An. Soc. Argent. Est. geogr. « GAEA »*, n° 1, p. 144.
- 1931. Geologia Argentina II, Buenos-Aires.
- ZUNINO, J. J. — 1945. Tectonica de estructuras fuertemente comprimidas. *Bol. Inf. Petr.*, p. 17, enero. Buenos-Aires.
- ZUNINO, J. J. et SANTAMARIA, A. A. — Columnar section, p. 12, fig. 1, in : EDER, C. M. M. Perspectivas Petroleras de la Provincia de Salta. *Bol. Inf. Petr., Y. P. F.*, XXIV, Julio, n° 275, Buenos-Aires.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

RAPPORT DE LA COMMISSION DE COMPTABILITÉ

EXAMEN DES COMPTES DE 1948.

BUDGET DE LA SOCIÉTÉ

Votre commission de comptabilité a procédé à l'examen des comptes de l'année 1948.

Ceux-ci se résument par la situation suivante :

Recettes effectives..... 3.356.128 fr.

Dépenses effectives :

Frais généraux.....	674.988	fr.
Publications.....	1.769.586	»
Bibliothèque.....	71.719	»
Frais de port.....	219.239	»
Réparation et aménagement de l'immeuble de la rue du Moulinet.....	236.298	»
Divers.....	3.422	»

2.975.252 »

Excédent des recettes 380.876 »

Mais ces chiffres correspondent aux recettes et aux dépenses propres à l'administration de la Société Géologique de France. Or, comme les années précédentes celle-ci, en dehors de son propre budget, a dû prendre en charge celui de la *Bibliographie des Sciences Géologiques* lequel se traduit par un déficit de 388.384 fr. qui absorbe entièrement l'excédent de recette ci-dessus.

Cette situation dont nous avons déjà signalé la gravité dans notre rapport de l'année 1947 ne pouvait pas se perpétuer, et votre Conseil a décidé d'abandonner cette édition.

Le service de la Bibliographie sera dorénavant assuré sous la forme d'un recueil de fascicules publiés par le C. N. R. S. Vous avez d'ailleurs eu déjà connaissance de ces nouvelles dispositions par le n° 8 du *Compte Rendu Sommaire des Séances* de 1949.

Vous trouverez dans l'énoncé des dépenses un article se rapportant à la réparation et à l'aménagement de l'immeuble de la rue du Moulinet. Ces réparations étaient devenues indispensables et urgentes, il a fallu s'y résoudre, cette dépense a été couverte par la vente de titres.

Nous ne croyons pas nécessaire d'apporter une explication spéciale aux augmentations que vous pouvez constater aux postes habituels des dépenses par rapport à 1947, ces augmentations tiennent uniquement à l'évolution économique générale.

Nous avons eu le plaisir de constater que la subvention accordée les années précédentes par le C. N. R. S. a été maintenue en 1948 et même augmentée.

L'aide et l'encouragement que représente cette subvention sont infiniment précieux à notre Société et nous renouvelons au Conseil du C. N. R. S. nos remerciements et l'expression de notre reconnaissance. Nous avons tout lieu d'espérer que cette subvention sera maintenue en 1949. Une prévision de recette figure pour ce motif au budget de l'année 1949.

Grâce à cette subvention et à l'augmentation de la cotisation 1949, il sera possible de faire face aux dépenses toujours croissantes de l'édition, et aux frais généraux en augmentation constante.

Comme chaque année notre tâche a été rendue facile et agréable par la bonne préparation des comptes, et l'aimable prévenance de M^{me} HAUMONT à qui nous adressons nos sincères remerciements. Nous vous proposons d'approuver les comptes qui vous sont présentés et de donner *quitas* de sa gestion à votre trésorier M. Roux auquel nous adressons nos remerciements.

Pour la Commission de Comptabilité,

L. BOURLIER.

Opérations 1948.

Recettes

Revenus titres.....	13.106 fr.
Vente titres.....	147.145 »
Cotisations.....	531.449 »
Subventions et dons.....	655.046 »
Abonnements :	
Bulletin.....	318.001 »
Mémoires.....	215.846 »
Ventes :	
Bulletin.....	488.459 »
Mémoires.....	272.559 »
Autres publications.....	126.783 »
Remboursements :	
d'auteurs.....	423.410 »
de ports.....	72.584 »
de taxes.....	29.709 »
Caution Bibliothèque.....	11.100 »
Retenues A. S.....	18.596 »
Divers :	
Vente pour membres.....	20.731 »
Rembt. compte prix.....	11.282 »
Divers.....	322 »
	3.356.128 »

Dépenses

Publications :	
C. R. somm.....	312.729 fr.
Bulletin.....	1.048.216 »
Mémoires.....	408.641 »
Loyer, chauff., éclair.....	57.989 »
Impôts, assurances.....	36.039 »
Sécurité sociale.....	88.918 »
Appointements,	
retraite.....	416.698 »
Frais de bureau.....	52.920 »
Mobilier.....	17.441 »
Frais de ports.....	219.239 »
Réparations aména-	
gement, imm. r. du	
Moulinet.....	236.298 »
Divers :	
Frais de banque.....	1.483 »
Remb. caut. bibl.....	3.500 »
Remb. divers.....	3.422 »
Bibliothèque.....	71.719 »
	2.975.252 »
Solde créditeur....	380.876 »
	3.356.128 »

PROJET DE BUDGET 1949

Crédit

Revenus titres.....	7.500 fr.
Cotisations.....	835.000 »
Abonnements :	
Bulletin.....	300.000 »
Mémoires.....	200.000 »
Ventes.....	500.000 »
Subventions et dons.....	4.100.000 »
Remboursements :	
d'auteurs.....	250.000 »
de ports et taxes.....	75.000 »
	3.267.500 »
Disponibilités 1.1.49.....	367.000 »
	3.634.500 »

Débit

Publications :	
C. R. somm.....	350.000 fr.
Bulletin.....	1.250.000 »
Mémoires.....	830.000 »
Appointements,	
retraite.....	460.000 »
Loyer, chauff. écl.....	100.000 »
Impôts, Assurances ..	40.000 »
Sécurité sociale.....	100.000 »
Frais de bureau.....	60.000 »
Mobilier.....	20.000 »
Ports.....	250.000 »
Réparations imm. r. du	
Moulinet.....	100.000 »
Bibliothèque.....	65.000 »
	3.625.000 »
Soldé créditeur.....	9.500 »
	3.634.500 »

COMPTÉ BIBLIOGRAPHIE

Opérations 1948.

Recettes		Dépenses	
Souscriptions.....	90.346 fr.	Secrétariat 1948.....	36.000 fr.
Vente.....	93.346 »	Impression, t. XVII...	612.167 »
Subvention.....	82.000 »	Divers.....	5.909 »
	<u>265.692 »</u>		<u>654.076 »</u>
Solde débiteur 1948...	388.384 »		
	<u>654.076 »</u>		

Prévisions 1949.

Recettes		Dépenses	
Subvention 1948.....	82.000 fr.	Secrétariat 1948.....	36.000 fr.
Souscriptions.....	75.000 »	Achat fasc. C. N. R. S.	118.750 »
Vente.....	85.000 »	Couvert. et brochage.	15.000 »
	<u>242.000 »</u>		<u>169.750 »</u>
		Solde créditeur.....	73.250 »
			<u>242.000 »</u>

COMPTÉ AIDE AUX JEUNES

Recettes		Dépenses	
Dons 1948.....	103.250 fr.	Allocations.....	5.025 fr.
Disponibilités 1. 1. 48.	5.598 »	Solde créditeur.....	103.823 »
	<u>108.848 »</u>		<u>108.848 »</u>

COMPTÉ PRIX

Crédit		Débit	
Disponibilités 1. 1. 48.	20.490 fr.	Prix et Médailles.....	2.470 fr.
Revenus.....	9.689 »	Fondations.....	14.000 »
	<u>30.179 »</u>	Frais généraux.....	2.205 »
			<u>18.675 »</u>
		Solde créditeur.....	11.504 »
			<u>30.179 »</u>

TABLE

DES NOTES ET DES MÉMOIRES CONTENUS

DANS LE VOLUME XVIII DU BULLETIN (1948)

	Pages
P.-R. Giot. — Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale (Finistère) (1 fig.).....	3
J. Kikoïne. — Les <i>Heteroheliciidae</i> du Crétacé supérieur pyrénéen (2 pl., 1 tab.).....	15
P. Lapadu-Hargues. — La faille de la Borne et ses minéralisations (Massif Central français) (2 fig.).....	37
A. Lambert. — Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors au Crétacé.....	51
E. Aubert de la Rüe. — Sur de curieuses formes de dissolution des calcaires archéens de l'Ouest des Laurentides (Province de Québec, Canada) (2 pl.).....	55
P.-L. Maubeuge. — Sur un nouvel horizon paléontologique du Lias supérieur et le contact du Lias moyen et supérieur dans l'Est de la France (1 fig.).....	59
R. Van Aubel †. — Itinéraire du Ngaoundéré à Rey-Bouba (Cameroun septentrional).....	69
E. Raguin et J.-P. Destombes. — Massif granitique du Lys-Cailaouas dans la Haute-Garonne (3 fig.).....	75
D. Schneegans et N. Theobald. — Observations nouvelles sur le chevauchement frontal du Jura alsacien (3 fig.).....	89
H. Alimen. — Considérations sur l'espèce oligocène <i>Potamides Lamarcki</i> BRONG. et sur sa répartition en France (6 fig., 1 tab.).....	97
M. Rech.-Frollo. — Conditions lacustres en milieu marin. Le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen (2 pl.).....	115
A. Robaux. — Étude géologique de la région sud d'Orchamps-Vennes. Les chevauchements du Mont-Miroir et du cirque de N.-D.-de-Consolation (7 fig.).....	123
A. Rivière. — Sur l'embouchure du Lay (Vendée), la sédimentation et la morphologie estuarienne (1 pl.).....	139
F.-M. Bergounioux et J. Doubinger. — Observations sur les « Stipites » de Balmaresse (Aveyron) (1 pl., 2 tab.).....	153
B. Brajnikov. — Les grandes unités structurales du Brésil (1 fig.).....	161
H. Schoeller. — Le régime hydro-géologique des calcaires éocènes du synclinal du Dyr-El Kef (Tunisie) (2 fig.).....	167
J. Bourcart. — Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère) (3 fig.).....	181
R. Perrin. — Quelques remarques à propos du noyau terrestre, de la lithosphère et des théories géologiques.....	199
Y. Guillien. — A propos de la notion de base.....	209
L. Picard. — Sur l'âge de la « formation pétrolifera » en Amérique du Sud.....	215
P. Bédé. — Contribution à l'étude des Mollusques tertiaires (1 pl., 1 fig.).....	219
J. Goguel. — Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande-Chartreuse (4 fig.).....	227
P. Donze. — <i>Paraberriassella</i> , nouveau genre de Périssphinctidés (1 pl., 2 fig.).....	237

R. Mouterde. — Le Lias inférieur à l'W de la Châtre (Indre) (1 fig.)	241
L. Barrabé. — Quelques observations géologiques dans le Bas Congo belge (2 fig.)	247
J. Ricour. — Quelques remarques sur <i>Equisetum myltharum</i> (HEER) et sur ses gisements dans l'E et le SE de la France (3 pl., 7 fig.)	255
H. de Gizancourt. — Essai d'interprétation de la tectonique profonde des Pyrénées (5 fig.)	271
A. Ten Dam. — Observations sur la genre de Foraminifères <i>Karrerina</i> RZEHAK, 1891. (1 pl.)	285
L. Dangeard et L. Berthois. — Observations sur les grès carbonifères de Montmartin-sur-Mer (Manche)	289
L. Barrabé. — LÉON BERTRAND (1869-1947) (1 portrait)	295
G. Lecointre. — PIERRE-A. GILLARD (1907-1947)	323
J.-P. Destombes. — La couverture post-hercynienne du massif de l'Arize en pays de Séro (Ariège) (2 fig.)	327
G. Charles. — Considérations sur les relations stratigraphiques du Carénien et de l'Helvétien dans le bassin miocène d'Hammam-Righa et de Bou-Medfa (Algérie) (2 fig.)	341
R.-P. Charles. — Note paléontologique sur le Trias de Provence	347
J. Dautry. — Sur une structure originale de la Limagne et de ses annexes	359
P. Gevin. — Série paléozoïque d'Aouinet Legra (Sahara occidental) (1 fig.)	369
J.-M. Pires Soares. — Observations géologiques sur les îles du Cap Vert	383
Fr. Catzigras. — Sur une espèce hauterivienne de Térébratulidés suisse et méditerranéenne (1 fig.)	391
H. et G. Termier. — Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional (4 fig.)	395
M. Vigneaux. — Les Bryozoaires du forage des Eyquem, à Mérignac (Gironde) (1 pl.)	407
G. Astre. — Le dôme rompu de Mariou dans le Nummulitique de Saint-Martin-le-Vieil (Aude) (3 fig.)	415
A. Jeannet. — Sur l'âge de l'Oolithe ferrugineuse dans le Jura neuchâtelois et les régions voisines	423
P. Balavoine. — Notes sur les Bryozoaires du Savignéen des environs de Doué-la-Fontaine (Maine-et-Loire) (1 pl.)	435
J. Goguel. — Observations sur la déformation d'un calcaire métamorphique (Adamello méridional) (1 pl., 8 fig.)	441
J. Pillet. — La faune des grauwackes de Chauffour près Saint-Barthélemy (Maine-et-Loire) (1 pl., 1 fig.)	453
G. Mathieu. — Relation entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne (Vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire) (1 pl., 1 fig.)	467
S. Duplaix. — Contribution à l'étude pétrographique des sables sparnaciens du Bassin de Paris (5 fig., 6 tabl.)	493
V. Stchépinsky. — Les failles du Nord de la Haute-Marne (2 fig.)	511
E. Lahn. — Mouvements tectoniques jeunes en Anatolie (3 fig.)	521
S. Caillière et F. Kraut. — Étude minéralogique du minerai de fer oolithique d'Auboué, bassin de Briey (1 pl., 1 fig., 1 tabl.)	529
L. Valensi. — Sur quelques microorganismes planctoniques des silex du Jurassique moyen du Poitou et de Normandie (6 fig.)	537
A. Carpentier et F. Farag. — Sur une flore probablement rhétienne à El Galala El Bahariya (rive occidentale du golfe de Suez, Égypte) (2 pl., 1 fig.)	551
A. Chavan. — L'âge des principaux gisements de Calcaire pisolithique	565
P. Fallot et M. Nicklès. — Observations sur les failles du Pissoux (Jura franc-comtois) (1 fig.)	575
G. Deicha. — La faille de l'Arve au viaduc Sainte-Marie (Les Houches, Haute-Savoie) (1 pl.)	583
M. Rogues. — Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française (5 fig., 3 tab.)	589

A. Bonte et J. Ricour. — La « Faille de Charlemont » (Givet-Ardenne) et ses abords (5 fig.)	629
D. Guimarães. — La genèse des Orthopyroxènes (1 pl., 6 fig.)	645
M^{me} de Gizancourt. — Matériaux pour la paléontologie, et la Stratigraphie des régions caraïbes (2 pl.)	663
L. Visse. — Contribution à l'étude pétrographique des phosphates marocains.	675
L. Visse. — Sur la présence d'une seule couche phosphatée au gisement du Djebel Onk (Algérie) (1 fig.)	685
E. Basse. — Quelques Ammonites nouvelles du Crétacé de Colombie (Am. Sud.) (1 pl.)	691
J. Alloiteau. — Polypiers des couches albiennes à grandes Trigonies de Padern (Aude) (2 pl., 11 fig.)	699
M. Gignoux. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes	739
L. Picard. — La structure du Nord-Ouest de l'Argentine avec quelques réflexions sur la structure des Andes (12 fig.)	765
Rapport de la Commission de Comptabilité	847
Table du tome XVIII.	851

DATES DE PUBLICATION

des fascicules qui composent ce volume.

Fascicules 1-3 (Feuilles 1-13, pl. I-VIII)	décembre 1948.
— 4-5 (— 14-23, pl. IX-XIII, 1 portrait)	mars 1949.
— 6-7 (— 24-37, pl. XIV-XX)	juin 1949.
— 8-9 (— 38-55, pl. XXI-XXVII)	septembre 1949.

TABLE ALPHABÉTIQUE

DES MATIÈRES ET DES AUTEURS

du Bulletin et du Compte Rendu sommaire
des Séances de la Société Géologique de France
5^e série, tome XVIII, année 1948

Les renvois aux pages du Bulletin sont en chiffres gras, les chiffres ordinaires maigres se rapportent aux pages du Compte Rendu sommaire.

A

- ABRARD (R.). Allocation, 5. — Obs. aux comm. de M. BALLAND, 19, 75. — Obs. à la comm. de M. WRIGLEY, 51. — Prés. d'ouvr., 158. — Le Calovien inférieur en Basse-Alsace et le détroit franco-germain, 181. — Allocation, 193. — La lacune entre la craie et le calcaire pisolithique à Meudon, 313.
- Afrique. J.-M. PIRES SOARES, 274, **383**.
- Afrique du Nord. C. ARAMBOURG, 177. — A. BLANCHOT, 285. — H. et G. TERNIER, 174. Voir aussi : *Algérie, Maroc et Tunisie*.
- Afrique équatoriale française. R. VAN AUBEL, 79, **69**.
- Afrique occidentale française. R. KARPPOFF, 339. — M. RAULAIS, 113. — M. ROQUES, 352, **589**.
- AGUILAR Y SANTILLAN (R.). Nécrologie, 194.
- AKRAM (M.). Prés. d'ouvr., 126.
- Algérie. G. CHARLES, 253, **341**. — P. DELEAU, 224. — R. LAFFITTE, 235. — A. LAMBERT, 34, **51**, 221. — A. LAMBERT et P. MARIE, 124. — G. LUCAS, 152. — P. MURAOUR, 250. — L. VISSE, 111, **685**.
- Allocutions. R. ABRARD, 5, 193. — P. PRUVOST, 7.
- ALLOITEAU (J.). Polypiers des couches albiennes à grandes trigonies de Paderon (Aude), 361, **699**. — Voir HUPÉ (P.), 361.
- ALIMEN (H.). Considérations sur l'espèce oligocène *Potamides Lamarki* et sur sa répartition en France, 89, **97**. — Obs. à la comm. de M. DENIZOT, 241.
- Alpes. G. DEICHA, 230, 327, 347, **583**. — P. DONZE, 183. — F. ELLENBERGER, 148, 325. — P. GIDON, 217, 284. — P. GIDON et A. PACHOUD, 276. — M. GIGNOUX, 31, 307, **739**, 354. — J. GOGUEL, 161, **227**, 329, **441**. — L. MORET, 61. — L. MORET et G. MANQUAT, 316. — L. MORET et A. PACHOUD, 97. — R. MOUTERDE et J. ROSSET, 172. — N. OULIANOFF, 188. — R. PERRIN, 20, 211. — J. RICOUR, 28, 182, **255**. — P. RUSSO, 23.
- Alsace. R. ABRARD, 181. — G. DUBOIS et A. DROSDOFF, 176.
- ALTINI (E.). Prés. d'ouvr., 67.
- ALTINI (E.) et LÜTFIYE RÜSTÜ İRMAK. Prés. d'ouvr., 67.
- Amérique. E. BASSE, 357, **691**. — B. BRAJNIKOV, 123, **161**. — E. BRUET, 272, 306. — M^{me} DE CIZANCOURT, 354, **663**. — L. PICARD, 135, **215**, 276, **765**.
- ANDRADE (C. F. de) et C. TEIXEIRA. Prés. d'ouvr., 146.
- Angleterre. P. L. MAUBEUGE, 333.
- Aquitaine. G. ASTRE, 139, 241. — R. BALLAND, 17, 73. — F. M. BERGOUNIOUX et J. DOUBINGER, 66, **153**. — J. CUVILLIER et J. DUPOUY-CAMET, 83. — J. CUVILLIER et V. SZAKALL, 81. — S. DUPLAIX, 66. — P. E. LUBET, 309. — A. MAGNE et M. VIGNEAUX, 293. — A. VATAN, 48. — M. VIGNEAUX

- 294, 407, 358. — J. VIRET et R. BAL-
LAND, 238.
- ARAMBOURG (C.). Un Sivatheriné nord-
africain : *Libytherium maurusium*
POMEL, 177. — Prés. d'ouv., 259.
- Archéen. E. AUBERT DE LA RÛE, 75, 55.
— A. BLANCHOT, 285.
- Ardennes. A. BONTE et J. RICOUR, 352,
629.
- ARNOULD (M.). Les formations plio-
cènes marines de la péninsule du Cap
Bon (Tunisie). Région d'Oum Douil,
214.
- ARNOULD (A.), GOUPILLAUD (R.) et ROU-
THIER (P.). Découverte de pegma-
tite à tourmaline en Nouvelle-Calé-
donie. 359.
- Asie Mineure. V. KOVENKO, 276. E.
LAHN, 276, 521. — J. DE LAPPARENT,
21.
- ASTRE (G.). Halotrichite par altération
de calcaires fétides. 57. — Un *Lis-
triodon* à Meilhan d'Astarac, 139. —
Prés. d'ouv., 191. — Un *Dinotherium*
à Ponsampère, 241. — Le dôme
rompu de Mariou dans le Nummuliti-
que de Saint-Martin le-Vieil., 311,
415.
- AUBERT DE LA RÛE (E.). Sur de
curieuses formes de dissolution des
calcaires archéens de l'W des Lauren-
tides (Pr. de Québec, Canada), 75,
55. — Prés. d'ouv., 87. — Premiers
résultats d'une traversée de la Pénin-
sule d'Ungava (Labrador canadien),
227.
- B**
- BAKKER (J. P.). Prés. d'ouv., 159.
- BALAVOINE (P.). Note sur les Bryo-
zoaires du Savignéen des environs de
Doué-la-Fontaine (Maine-et-Loire),
316, 435.
- BALLAND (R.). Sur une nouvelle trou-
vaille de Bélemnite : *Goniotentis*
quadrata BLAINVILLE, dans le Crétacé
sup. de Saintonge, 17. — Sur un
Echinide régulier miocène : *Arbacina*
monilis DESMAREST, nouveau pour
l'Aquitaine, 73. — Voir VIRET (J.), 238.
- BARRABÉ (L.). Quelques observations
sur le Bas-Congo belge, 148, 247. —
Hommage à la mémoire de L. BER-
TRAND, 210, 295.
- BARTENSTEIN (H.). *Globotruncana cal-
carata* CUSHMAN, Foraminifère carac-
téristique du Campanien, 245.
- BARTH (T.-F.-W.). A propos de la dis-
tribution de l'oxygène dans la litho-
sphère, 246.
- BASSE (E.). Quelques Ammonites nou-
velles du Crétacé de Colombie, 357,
691.
- Bassin de Paris. R. ABRARD, 313. —
P. BALAVOINE, 316, 435. — P. BÉDÉ,
142, 249. — F. BOURDIER, 150. — A.
CHAVAN, 248, 330, 565. — S. DUPLAIX,
297, 493. — S. DUPLAIX et Ch. POME-
ROL, 37. — F. ELLENBERGER et M.
FISCHER, 93. — L. FEUGEUR, 292. —
M.-J. GRAINDOR, 234. — P. JODOT,
53. — J. MORELLET, 287. — R. MOU-
TERDE, 174, 241. — J. PILLET, 141,
287, 453. — A. PINARD, 219. — V.
STCHEPINSKY, 257, 316, 511. — L. VA-
LENSI, 338, 537.
- BAUDET (J.). Prés. d'ouv., 87.
- BAYRAMGIL (O.). Prés. d'ouv., 67.
- BECKER (J.). Prés. d'ouv., 343.
- BÉDÉ (P.). Sur une nouvelle espèce de
Nautilite (*Nautilus calvimontensis* nov.)
du Lutétien des environs de Paris,
142, 249.
- BERGOUNIOUX (F. M.) et J. DOUBINGER.
Observations sur les « Stipites » de
Balmarelle (Aveyron), 66, 153.
- BERNADIE (A. de la). Voir BOURCART (J.),
299.
- BERTHOIS (L.). Voir DANGEARD (L.),
233.
- BERTRAND (L.). Nécrologie, 195. —
Notice nécrologique, 210, 295.
- BIANCHI (A.). Voir GORTANI (M.), 302.
- BIGOT (A.). Prés. d'ouv., 107. — A pro-
pos du Cambrien armoricain, 156.
- BIROT (P.). Obs. à la comm. de M. Jour-
naux, 70. — Sur les dépôts pliocènes
du Roussillon, 71.
- BLANCHARD (J.). Prés. d'ouv., 68.
- BLANCHOT (A.). Observations sur les
roches archéennes de Mauritanie
occidentale, 285.
- BOISSELET (L.). Prés. d'ouv., 128.
- BONACINA (L. C. W.) et L. HAWKES.
Prés. d'ouv., 146.
- BONNET (P.) et M^{me}. Prés. d'ouv., 191.
- BONTE (A.) et J. RICOUR. La « faille de
Charlemont » et ses abords à Givet
(Ardennes), 352, 629.
- BORDET (P.). Rapports entre le massif
cristallin des Maures et celui de Tan-
neron (Var), 106.
- BOUILLET (G.). Étude lithologique des
gravières des environs de Bourges,
112.
- BOUILLET (G.) et A. CAULLEUX. L'indice
d'émoussé des silex, 165.

- BOURCART (J.). Prés. d'ouvr., 42, 126.
299. — Obs. à la comm. de M. BIROT, 72. — La notion de « niveau de base » en morphologie fluviale, 77. — Le Quaternaire des grèves de Roscoff, 134, 141. — Obs. à la comm. de M. LAFFITE, 237.
- BOURCART (J.), A. de la BERNADIE et C. LALOU. Prés. d'ouvr., 299.
- BOURDIER (F.). Sur le nombre des cryoturbations affectant les dépôts quaternaires des environs d'Amiens, 150.
- BOUREAU (E.). Considérations sur une flore ligneuse fossile récoltée dans le Sahara central, 312.
- BOUREAU (E.) et R. FURON. Présentation d'un Stromatolithe découvert par M. Dalloni entre le Hoggar et le Tibesti, 145.
- BRANNIKOV (B.). A propos de la note de M. A. Rivière « Contribution à l'étude des sédiments argileux », 89. — Les grandes unités structurales du Brésil, 123, 161.
- BREUIL (H.) et G. ZBYSEWSKI. Prés. d'ouvr., 300.
- BRUET (E.). Les enclaves des laves de volcans de Quito (Équateur), 272. — Le loess de la République de l'Équateur et ses nids fossiles d'insectes, 306.
- BRUNN (J. H.). Sur le massif faillé de Gamila (Épire), 153.
- BULLEN (K. E.). Prés. d'ouvr., 88.
- BÜTLER (H.). Prés. d'ouvr., 301.
- BYGOTT (J.). Prés. d'ouvr., 146.
- C**
- CAHEN (L.), A. JAMOTTE, J. LEPERSONNE et G. MORTELMANS. Prés. d'ouvr., 301.
- CAHEN (L.) et J. LEPERSONNE. Prés. d'ouvr., 301.
- CAHEN (L.) et G. MORTELMANS. Prés. d'ouvr., 301.
- CAILLÈRE (S.) et F. KRAUT. Étude minéralogique du minerai de fer oolithique d'Auboué-Bassin de Briey, 338, 529.
- CAILLEUX (A.). Répartition en altitude des aspects du sol liés au froid, 92. — Voir BOUILLET (G.), 165. — Prés. d'ouvr., 298.
- CALEMBERT (L.). Prés. d'ouvr., 42.
- CAMARATE FRANÇA (J.). Voir ZBYSEWSKI (G.), 300.
- Canada. E. AUBERT DE LA RUE, 75, 55, 272.
- CAN OKAY (A.). Prés. d'ouvr., 67.
- CARIA (I.). Prés. d'ouvr., 229.
- CAROZZI (A.). Prés. d'ouvr., 127, 301. — Voir COLLET (L. W.), 128.
- CARROZI (A.) et A. JAYET. Prés. d'ouvr., 128.
- CARPENTIER (A.). Prés. d'ouvr., 147.
- CARPENTIER (A.) et I. FARAG. Prés. d'ouvr., 159. — Sur une flore probablement rhétienne à El Galata el Barharia (rive occ. du g. de Suez). Étude stratigraphique et paléobotanique, 342, 551.
- CASTANY (G.). Géologie du Djebel Cherahil et Paléogéographie de la Bordure occidentale du Sahel au SW de Kairouan, 34. — Prés. d'ouvr., 126.
- CASTERAS (M.). Prés. d'ouvr., 260. — Les accidents de la couverture secondaire du Massif d'Igouze aux abords de la vallée du Vert de Barlarès (Basses-Pyrénées), 294. — Le chaînon du Pic d'Arguibel, de Pène Blanche et de Pène Arrouye, au S de Lanne et d'Arette (Basses-Pyrénées), 340.
- CATZIGRAS (F.). Sur une espèce hauterivienne de Térébratulidés suisse et méditerranéenne, 289, 391.
- CAVET (P.). La lame de granite écrasé de Llo (Pyrénées-Orientales), 104.
- CECIONI (G.). Sur la genèse des gisements à sulfures de la région de Roccastrada (Maremma toscane), 121.
- CHARLES (G.). Considérations sur les relations stratigraphiques du Cartennien et de l'Helvétien dans le bassin miocène d'Hammam-Righa et de Bou-Medfa (Algérie), 253, 341.
- CHARLES (R.-P.). Note paléontologique sur le Trias de Provence, 253, 347. — Voir GOUVERNÉT (C.), 278. — Prés. d'ouvr., 303.
- CHATELET (C.). Nécrologie, 194.
- CHAVAN (A.). Sur une intéressante faune campanienne de Palestine, 11. — Prés. d'ouvr., 43, 342. — Remarques sur la nomenclature générique des Lamellibranches et Gastropodes, 111. — Craie durcie et calcaire pisolithique. Remarques sur les conclusions de M. Ellenberger, 248. — L'âge des principaux gisements de calcaire pisolithique, 330, 565. — Nouveaux genres et sous-genres de Mollusques, 352.
- CHAZAN (W. A.). Prés. d'ouvr., 67.
- CHOUBERT (B.). Prés. d'ouvr., 43.
- CHOUBERT (G.). Sur la géologie des plaines du Dra et le Tazout, 99.

CHOUBERT (G.), H. TERMIER, M^{me} G. TREMIER et M. H. WALLACE. Sur deux niveaux à Goniatites des Plaines du Dra, 281.

CITA (M. P.). Prés. d'ouvr., 320.

CIZANCOURT (H. DE). Essai d'interprétation de la tectonique profonde des Pyrénées, 182, 271. — Prés. d'ouvr., 303.

CIZANCOURT (M^{me} DE). Matériaux pour la paléontologie et la stratigraphie des régions caraïbes, 354, 663. — Prés. d'ouvr., 361.

CLIQUET (P.). Voir VINCENNE (H.), 119.

COGNÉ (J.) et P.-R. GIOT. Sur la nature géologique de la partie orientale de la Cornouaille maritime (Finistère, Morbihan), 59. — A propos des relations des granites et des « granulites » en Cornouaille bretonne, 296.

COLLET (L. W.) et A. CAROZZI. Prés. d'ouvr., 128.

Congo belge. L. BARRABÉ, 148, 247. — N. MENCHIKOFF, 179.

CORROY (G.). Prés. d'ouvr., 343.

COTELO NEIVA (J.M.). Prés. d'ouvr., 300.

Crétacé. R. ABRARD, 313. — J. ALLOITTEAU, 361, 699. — R. BALLAND, 17. — H. BARTENSTEIN, 245. — E. BASSE, 357, 691. — A. CHAVAN, 11. — P. DELEAU, 224. — F. ELLENBERGER et M. FISCHER, 93. — S. FABRE-TAXY, 144. — P. GIDON, 284. — J. KIKOÏNE, 15. — A. LAMBERT, 34, 51. — A. LAMBERT et P. MARIE, 124. — J. SORNAY, 351. — H. VINCENNE et P. CLIQUET, 119.

CROSNIER-LECONTE (J.). Sur l'existence d'un ancien lit de la Loire dans la région d'Arlempdes (Haute-Loire), 347.

CRUSAFONT (M.). Voir VILLALTA (J. F. DE), 167, 186, 228. — Prés. d'ouvr., 228, 303.

CRUSAFONT (M.) et J. TRUYOLS SANTONJA. Prés. d'ouvr., 228.

CUVILLIER (J.). Obs. à la comm. de M. SIGAL, 15. — Le Centre d'étude de micropaléontologie appliquée du C. N. R. S., 307.

CUVILLIER (J.) et J. DUPOUY-CAMET. Le Pléistocène marin de Biarritz, 83. — Prés. d'ouvr., 159.

CUVILLIER (J.) et V. SZAKALL. Évolution du genre *Globorotalia* dans l'Éocène, en Aquitaine occidentale, 81.

D

DAGUIN (F.). Nécrologie, 265. — Prés. d'ouvr., 298.

DAHMER (G.). Prés. d'ouvr., 362.

DAM (A. TEN). Observations sur le genre de Foraminifères *Karrerria* RZEHA 1891, 189, 285. — Les genres de Foraminifères *Höglundina* BROTZEN 1948 et *Epistomina* TERQUEM 1883, 226.

DANGEARD (L.). A propos de *Sphaerocodium gottlandicum* ROTHPLETZ, 232.

DANGEARD (L.) et L. BERTHOIS. Observations sur les grès carbonifères de Montmartin-sur-Mer (Manche), 233, 289.

DAUTRY (J.). Sur une structure originale de la Limagne et de ses annexes, 246, 359.

DAVIES (K. A.). Prés. d'ouvr., 302.

DECHASEAUX (C.). Exposé sur la structure du test de *Lapeyrousia syriaca*, 69. — Sur la présence du genre *Ceratodus* dans le Trias inférieur de Madagascar, 157.

DEICHA (G.). Prés. d'ouvr., 127, 319. — Obs. à la comm. de M. PERRIN, 213. — Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasique en bordure SW du massif du Mont-Blanc, 230. — Feldspathisation alpine en bordure SW du massif du Mont-Blanc, 327. — La faille de l'Arve à la sortie de la vallée de Chamonix, 347, 583.

DELEAU (P.). Sur l'extension de la mer turonienne dans le Constantinois. Quelques précisions sur la sédimentation au Crétacé, 224.

DELÉPINE (Mgr). Rapport sur l'attribution du *Prix Prestwich* à M. MENCHIKOFF, 203.

DENAEYER (M. E.). Prés. d'ouvr., 301.

DENIZOT (G.). Les relations fluvio-glaciaires en bordure des Pyrénées centrales, 216. — Sur les relations fluvio-glaciaires dans la vallée du Rhône, 240.

DESIO (A.). Prés. d'ouvr., 320.

DESTOMBES (J. P.). Voir RAGUIN (E.), 46. — La couverture post-hercynienne du massif de l'Arize en pays de Sérou (Ariège), 250, 327.

DEVILLERS (C.). Les dépôts quaternaires de l'Erg Tihodaine (Sahara central), 189.

DONZE (P.). *Paraberriassella* nouveau genre de Perisphinctidés, 174, 237. — Les Perisphinctidés du Tithonien

- inférieur de la Croix-de-Saint-Concors près Chambéry (Savoie), 183.
- DOUBINGER (J.). Voir BERGOUNIOUX (F. M.), 66.
- DREYFUSS (M.). Prés. d'ouvr., 299.
- DREYFUSS (M.) et L. GLANGEAUD. Remarques sur l'orogénèse du Jura à propos d'une note de M. A. ROBAUX, 274.
- DROPSY (L.). Nécrologie, 267.
- DROSDOFF (A.). Voir DUBOIS (G.), 176.
- DUBOIS (G.). Prés. d'ouvr., 128. — Sur une forme nouvelle de la division et de la nomenclature stratigraphique du Trias à faciès germanique occ., 352.
- DUBOIS (G.) et M^{me} C. DUBOIS. Prés. d'ouvr., 128, 343 — Palynologie d'un sol humique au sommet de la Rhune en Pays basque., 309.
- DUBOIS (G.), M^{me} C. DUBOIS et P. JAEGER. Prés. d'ouvr., 343.
- DUBOIS (G.) et A. DROSDOFF. Relations de position du loess, des alluvions anciennes et des alluvions récentes à Kogenheim (Bas-Rhin), 176.
- DUBOIS (G.) et J. SAUVAGE. Prés. d'ouvr., 343.
- DUPLAIX (S.). Sur la présence d'ilménite dans les sables noirs du Pilat et du Moulleau, 66. — Contribution à l'étude pétrographique des sables sparnaciens du Bassin de Paris, 297, 493. — Prés. d'ouvr., 298.
- DUPLAIX (S.) et Ch. POMEROL. Sur les associations de minéraux lourds des sables granitiques miocènes à l'W de Paris, 37.
- DUPLAN (R.) et (L.). Observations tectoniques sur la région de Clermont-l'Hérault, 32.
- DUPOUY-CAMET (J.). Voir CUVILLIER (J.), 83, 159. — Prés. d'ouvr., 159.
- DU TOIT (M. A.). Nécrologie, 133.

E

- Égypte*. A. CARPENTIER et I. FARAG, 342, 551. — I. FARAG, 109.
- ELLENBERGER (F.). Sur quelques roches vertes de la Vanoise, 148. — Obs. à la comm. de M. ABRARD, 315. — Sur la série stratigraphique de la Vanoise, 325. — Voir VISSE (L.), 346.
- ELLENBERGER (F.) et M. FISCHER. Deux Céphalopodes de la craie jaune de Meudon, 93.
- EMELIANOFF (G.). Nécrologie, 267.

- ENNOUCHI (E.). Les vertébrés du Quaternaire de Rabat (Maroc), 251. — Sur la présence de *Rhinoceros simus* dans le S marocain, 289.
- Espagne. M. LLOPIS LLADO, 95. — J. F. DE VILLALTA et M. CRUSAFONT, 167, 186.
- EVRRARD (P.). Voir MAGNÉE (I. DE), 127.

F

- FABRE-TAXY (S.) et D. MONGIN. Le Céno-manien de la Penne-sur-Huveaune (B.-du-R.), 144.
- FAIRBRIDGE (R. W.). Prés. d'ouvr., 319.
- FAIRBRIDGE (R. W.) et E. D. GILL. Prés. d'ouvr., 319.
- FAIRBRIDGE (R. W.) et C. TEICHERT. Prés. d'ouvr., 319.
- FALLOT (P.). Prés. d'ouvr., 42. — Notice nécrologique de M. A. DU TOIT, 133.
- FALLOT (P.) et M. NICKLÈS. Observations sur les failles du Pissoux (Jura franc-comtois), 342, 575.
- FARAG (I.). Deux nouveaux gisements de Bathonien fossilifère sur la rive occidentale du golfe de Suez en Égypte, 109. — Voir CARPENTIER (A.), 159, 342, 575.
- FAVRE (A.). Voir GAUTHIER (H.), 114.
- FERMOR (L. L.). Prés. d'ouvr., 300.
- FERUGLIO (E.). Prés. d'ouvr., 67.
- FEUGUBUR (L.). Présence de *Xiphodon* aff. *gracile* Cuv. dans les marnes blanches sannoisiennes de Corneilles en Pasis, 292. — Prés. d'ouvr., 303. — Obs. à la comm. de M. ABRARD, 315.
- FIRTION (F.) et L. LAGNEAU-HÉRENGER. Sur un gisement de Spongiaires de la vallée de l'Evalude entre Bellefontaine et Morez (Jura), 27.
- FISCHER (M.). Voir ELLENBERGER (F.), 93.
- FLORIDIA (G. B.). Prés. d'ouvr., 229.
- FONTANGES (P. DE). Prés. d'ouvr., 343.
- FRANCIS-BOEUF (C.). Prés. d'ouvr., 42.
- FRIANT (M.). Sur l'évolution des molaires chez les *Equidae*, 134.
- FRIEDEL (E.). Le répertoire spéléologique du B. R. G. G., 213.
- FRONGIA (G.). Prés. d'ouvr., 229.
- FUAT BAYKAL (A.). Prés. d'ouvr., 67. — Voir PAMIR (H.), 67.
- FURON (R.). Prés. d'ouvr., 126. — Voir BOUREAU (E.), 145.

G

- GARDET (G.). Vestiges d'érosions anciennes au toit du Sinémurien calcaire de Chalindrey (Haute-Marne), 21. — Sur la présence de *Solenopora jurassica* NICH. dans le Bathonien de Saint-Gaultier (Indre), 54. — La base du Toarcien au SE de Langres (Haute-Marne), 170.
- GARRIGA PUZOL (J.). Prés. d'ouvr., 302.
- GAUTHIER (H.) et A. FAYRE. Sur la présence de *Viverravus angustidens* FILHOL dans le Bartonien supérieur de Robiac Saint-Mamert (Gard), 114.
- GEORGES (P.). Prés. d'ouvr., 108.
- GERBER. Nécrologie, 230.
- GÉVIN (P.). Série paléozoïque d'Aouinet Legra (Sahara occ.), 191, 369.
- GIDON (P.). Observations sur la stratigraphie et la tectonique du Nivolet, près de Chambéry, 217. — Sur l'extension des faciès coralligènes dans Le Berrias des environs de Chambéry, 284.
- GIDON (P.) et A. PACHOUD. Les relations tectoniques entre les massifs des Bauges et de la Chartreuse, 276.
- GIGNOUX (M.). Observations à une communication de M. ROUBAULT sur la géologie alpine, 31. — Attribution du *Prix Gaudry*, 199. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes, 307, 739. — Prés. d'ouvr., 318. — Analogies du faciès à Radiolaires (lydiennes, radiolarites), d'une part dans le Dinantien méditerranéen, d'autre part dans le Jurassique sup. des zones alpines internes, 354.
- GIGNOUX (M.). et L. MORET. Prés. d'ouvr., 318.
- GIGOUT (M.). Quaternaire du littoral atlantique du Maroc. Traces de la transgression de 5-8 m entre Casablanca et le Cap Blanc, 25. — Prés. d'ouvr., 68. — Sur les âges de la « croûte » au Maroc occ., 136. — Sur l'Ordovicien inférieur de Casablanca (Maroc), 155. — Voir LECOINTRE (G.), 184.
- GILL (E. D.). voir FAIRBRIDGE (R. W.), 319.
- GILLARD (P. A.). Nécrologie, 194. — Notice nécrologique, 210.
- GIOT (P.-R.). Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale (Finistère), 3.
- GIOT (P. R.). Voir COGNÉ (J.), 59, 296.
- GIRET (R.), P. LEGOUX et A. OBERMULLER. Prés. d'ouvr., 147.
- GLANGEAUD (L.). Voir DREYFUSS (M.), 274. — Prés. d'ouvr., 318.
- GOGUEL (J.). Prés. d'ouvr., 146, 159. — Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Grande Chartreuse, 161, 227. — Observations sur la déformation d'un calcaire métamorphique (Adamello méridional), 329, 441.
- GORTANI (M.). et A. BIANCHI. Prés. d'ouvr., 302.
- GORTANI (M.). Prés. d'ouvr., 302.
- GOUPILLAUD (P. L.). Voir ARNOULD (A.), 359.
- GOVERNET (C.) et R. P. CHARLES. Présence de Sinémurien sup. fossilifère près du Broussan, au NNW de Toulon, 278.
- GRAINDOR (M.-J.). Note préliminaire sur les limons quaternaires des environs de Rouen, 234.
- GRANELLO (B.). Prés. d'ouvr., 320.
- GRASSÉ (P. P.). Prés. d'ouvr., 318.
- Grèce. J. BRUNN, 153.
- Groenland. J. MALAURIE, 333.
- GUAITANI (F.). Prés. d'ouvr., 320.
- GUBLER (Y.). Obs. à la comm. de M. SIGAL, 16.
- GUBLER (Y.) et S. LEFÈVRE. Présence de l'Éocène inférieur dans le Flysch du Pays de Cize (Basses-Pyrénées), 162.
- GUEIRARD (S.). Remarques stratigraphiques et tectoniques relatives au Plateau du Camp, près de Cuges (B.-du-R.), 101.
- GUIGUE (S.). Prés. d'ouvr., 159.
- GUILCHER (A.). Sur la constitution des Monts d'Arrée, 282.
- GUILLIEN (Y.). A propos de la notion de niveau de base, 89, 209. — Prés. d'ouvr., 108.
- GUIMARÃES (D.). Prés. d'ouvr., 229, 301. — La genèse des Orthopyroxènes, 247, 645.

II

- HAWKES (L.). Voir BONACINA (L. C. W.), 146.
- HILLS (G. F. S.). Prés. d'ouvr., 126.
- HOFFET (J. H.). Prés. d'ouvr., 344.
- HOFFET (J. H.) et D. LE MAÎTRE. Prés. d'ouvr., 344.
- HUGUENIN (M.). Prés. d'ouvr., 318.
- HUPÉ (P.). Observations sur le batholite granitique hercynien de Néouvielle (Hautes-Pyrénées), 46. — Tec-

tonique de la zone axiale pyrénéenne entre le Pic de Montaigu (cote 2341) et le Haut-Adour, 75. — Obs. à la comm. de M. CAILLEUX, 93.
 HUPÉ (P.) et J. ALLOITEAU. Prés. d'ouvr., 361.
Hydrogéologie. H. SCHÖELLER, 134, 167.
Hydrographie. — P. JODOT, 53.

I

IPPOLITO (F.). Prés. d'ouvr., 146. — Voir RITTMANN (A.), 147.
Italie. G. CECIONI, 121.

J

JACOB (C.). Note nécrologique sur A. LAGROIX, 130. — Rapport sur l'attribution du *Prix Gaudry* à M. GIGNOUX, 199. — Prés. d'ouvr., 318.
 JACOB (H. C.). Nécrologie, 196.
 JACQUET (J.). Prés. d'ouvr., 107.
 JAEGER (P.). Voir DUBOIS (G.), 343.
 JAMOTTE (A.). Voir CAHEN (L.), 301.
 JAYET (A.) et A. CAROZZI. Prés. d'ouvr., 128.
 JEANNET (A.). Sur l'âge de l'Oolithe ferrugineuse dans le Jura neuchâtois et les régions voisines, 276, 423.
 JÉRÉMINE (E.). Prés. d'ouvr., 260.
 JODOT (P.). Le réseau hydrographique entre la Brenne et la Touraine pendant le Bartonien, 53.
 JOHNSTON (F. N.). Prés. d'ouvr., 159.
 JOURAVSKY (G.). Sur le mode de formation des gisements de Co, Ni et Fe de la région de Bou-Azzer (S Marocain), 23.
 JOURNAUX (A.). Les formations détritiques de pied-de-côte entre Dijon et Nuits-Saint-Georges (Côte-d'Or), 69.
 JUNG (J.). Rapport sur l'attribution du *Prix Viquesnel* à M. ROQUES, 208.
 Jura. M. DREYFUSS et L. GLANGEAUD, 274. — P. FALLOT et M. NICKLÉS, 342, 575. — F. FIRTION et L. LAGNEAU-HÉRENGER, 27. — A. JEANNET, 276, 423. — L. LUGEON, 335. — A. ROBAUX, 66, 123. — D. SCHNEEGANS et N. THÉOBALD, 77, 89.
Jurassique. R. ABRARD, 181. — P. DONZE, 183. — I. FARAG, 109. — G. GARDET, 21. — G. GARDET, 54, 170. — M. GIGNOUX, 354. — C. GOUVERNET et R. P. CHARLES, 278. — A. JEANNET, 276, 423. — P. L. MAUBEUGE, 79, 59,

333. — G. MINOUX, 137. — L. MORET et G. MANQUAT, 316. — R. MOUTERDE, 174, 241. — R. MOUTERDE et J. ROSSET, 172. — A. PINARD, 219. — H. et G. TERMIER, 291, 395. — L. VALENSI, 338, 537. — H. VINCIGENNE et P. CLIQUET, 119.

K

KARPOFF (R.). Prés. d'ouvr., 319. — Observations géologiques à l'E de Zinder (Niger), 339. — Observations géologiques dans le Mounio (Niger), 349.
 KETIN (I.). Prés. d'ouvr., 67.
 KIKOÏNE (J.). Les *Heterohelcidae* du Crétacé supérieur pyrénéen, 15.
 KOVENKO (V.). Gîtes de chromite et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie), 276.
 KRAUT (F.). Voir CAILLÈRE (S.), 338.

L

LACON (M.). Prés. d'ouvr., 321.
 LACROIX (A.). Nécrologie, 130.
 LAFFITTE (R.). Considérations climatiques au sujet du Pliocène supérieur (Villafranchien) d'Algérie, 235.
 LAGAAU (R.). Voir SITTER (L. U. DE), 279.
 LAGNEAU-HÉRENGER (L.). Voir FIRTION (F.), 27.
 LAHN (E.). Mouvements tectoniques jeunes en Anatolie, 276, 521. — Prés. d'ouvr., 302.
 LALOU (C.). Voir BOURCART (J.).
 LAMARE (P.). Le contact entre le synclinal des Arbailles et le Massif de Mendibelza dans le Bassin du Lauribar (Révision de la feuille de Mauléon au 1/80.000^e), 161. — Prés. d'ouvr., 180. — Quelques remarques au sujet de la note de M. Jean MAGNÉ, intitulée « Nouvelles observations relatives à l'âge des poudingues du pic d'Errocaté », 254.
 LAMBERT (A.). Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors du Crétacé, 34, 51. — Le Muschelkalk à faciès de calcaires vermiculés du secteur sud-oriental de la Kabylie des Babors (Algérie), 221. — Sédimentation dans les barrages réservoirs et notion du « niveau de base » en morphologie fluviale, 243.
 LAMBERT (A.) et P. MARIE. Nouvelles

observations sur le Sénonien de la zone des Kabylies (Algérie), 124.

LAPADU-HARGUES (P.). La faille de la Borne et ses minéralisations (Massif Central français), 46, 37. — Prés. d'ouvr., 191.

LAPPARENT (A.-F. DE). Prés. d'ouvr., 44, 159. — Le chaînon de Tan Elak et la gara Khanfouisa (Sahara central), 330.

LAPPARENT (J. DE). Sur la présence de *samosite* dans le complexe des émeiris de Turquie, 21. — Nécrologie, 181.

LAUVAUR (G. DE). Prés. d'ouvr., 127, 147, 260.

LAVOCAT (R.). Sur l'existence de plissements affectant les terrains récents de la Hammada du Guir, 134. — Voir VILLALTA (J. F. DE), 228.

LAURENTIEFF (I.). Nécrologie, 267.

LECOINTRE (G.). Notice nécrologique de P.-A. GILLARD, 210, 323.

LECOINTRE (G.) et M. GIGOUT. Sur le Quaternaire des Djorfs el Ihoudi et er R'eraba (Maroc occ.), 184.

LEFÈVRE (S.). Voir GUBLER (Y.), 162.

LEGOUX (P.). Voir GIRET (R.), 147.

LELUBRE (M.). Le Paléozoïque du Fezzan Sud-oriental, 79. — La discordance pharusienne dans l'Anté-cambrien du NE de l'Adrar des Iforas et du Tanezrouft oriental (Sahara central), 255.

LE MAÎTRE (D.). Prés. d'ouvr., 42. — Voir HOFFET (J. H.), 344.

LEPERSONNE (J.). Voir CAHEN (L.), 301.

LERICHE (M.). Nécrologie, 265.

LLOPIS LLADÓ (M.). Sur le style tectonique du Paléozoïque de la haute vallée du río Aragón (Pyrénées-Espagne), 95.

LOMBARD (A.). Prés. d'ouvr., 361.

Lorraine. S. CAILLÈRE et F. KRAUT, 338. 529. — G. GARDET, 21, 170. — P. L. MAUBEUGE, 79, 59. — G. MINOUX, 137.

LORY (P.). Prés. d'ouvr., 318.

LOUGNON (L.). Prés. d'ouvr., 43.

LOUIS (J.). Une coupe du terrain houiller du Gard au N de Bessèges, 223.

LUBET (P. E.). Sur la découverte de l'Éocène inférieur à Landiras (Gironde), 309.

LUCAS (G.). Phthanites gothlandiens de Tifrit. Leur métamorphisme. Age du Primaire de Saïda (département d'Oran), 152.

LUGEON (M.). A propos de la communication de MM. Dreyfuss et Glangeaud, 335.

LUMIÈRE (A.). Prés. d'ouvr., 300.

Lys (M.). Sur la validité d'*Amphistegina Lessonii* D'ORB. 1826, 64.

M

Madagascar. C. DECHASEAUX, 157.

MADSEN (V.). Nécrologie, 196.

MAGNE (A.) et M. VIGNEAUX. Les gisements de Saubrigues et de Saint-Jean-de-Marsacq (Landes), 293.

MAGNÉ (J.). Nouvelles observations relatives à l'âge des poudingues du pic d'Errocaté (Massif de Mendibelza, Basses-Pyrénées, 163. — Les poudingues du pic d'Errocaté, 356.

MAGNÉE (I. DE). Prés. d'ouvr., 127.

MAGNÉE (I. DE) et P. ÉVRAUD. Prés. d'ouvr., 127.

MAGNÉE (I. DE) et J. RAYNAUD. Prés. d'ouvr., 127.

MAILLET (R.). Prés. d'ouvr., 146.

MALAURIE (J.). Sur le pseudokarst des formations métamorphiques de la côte W du Groenland (baie de Disko), 332.

MANQUAT (G.). Voir MORET (L.), 316.

MARGERIE (E. DE). Prés. d'ouvr., 298.

MARIE (P.). Obs. à la comm. de M. SIGAL, 15. — A propos de *Rosalinella Cushmani* (Morrow), 39. — Voir LAMBERT (A.), 124.

Maroc. G. CHOUBERT, 99. — G. CHOUBERT, H. TERMIER, G. TERMIER et M. H. WALLACE, 281. — E. ENNOUCH, 251, 289. — M. GIGOUT, 25, 136, 155. — G. JOURAVSKY, 23. — G. LECOINTRE et M. GIGOUT, 184. — L.-U. DE SITTER et R. LAGAAIJ, 279. — H. et G. TERMIER, 102, 291, 395. — L. VISSÉ, 675.

MARTINIS (B.). Prés. d'ouvr., 320.

Massif armoricain. A. BIGOT, 156. — J. BOURCART, 134, 181. — J. COGNÉ et P.-R. GIOT, 59, 296. — P.-R. GIOT, 3. — A. GUILCHER, 282. — M. THORAL et M. PELLETIER, 117.

Massif Central. J. CROSNIER-LECONTE, 347. — J. DAUTRY, 246, 359. — R. et L. DUPLAN, 32. — P. LAPADU-HARGUES, 46, 37. — R. MICHEL, 51. — J. ROUX, 306. — P. Russo, 336.

MATHIEU (G.). Sur le filon de quartz du rocher de Pyrône, près de Moulins (Deux-Sèvres), 62. — Prés. d'ouvr., 87. — Relations entre la paléogéographie du Jurassien et les failles tertiaires dans la région vendéenne (Vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire), 311, 467.

- MAUBEUGE (P. L.). Prés. d'ouvr., 68, 260, 362. — Sur un nouvel horizon paléontologique du Lias moyen et supérieur dans l'Est de la France, 79, 59. — Le contact du Lias moyen et supérieur dans le district de Bambury (Oxfordshire, Angleterre), 333.
- MENCHIKOFF (N.). Sur la présence du Tournaisien à Goniatis dans la vallée du Dra (Sahara marocain), 36. — A propos des « Conophytos » du Congo belge, 179. — Attribution du *Prix Prestwich*, 203.
- Métamorphisme. G. DEICHA, 230, 327. — J. GOGUEL, 329, 444. — G. LUCAS, 152. — R. PERRIN, 211.
- MEUNIER (W.). Nécrologie, 197.
- MEYER (F.). Prés. d'ouvr., 68.
- MICHEL (R.). Sur la présence de galets de phonolite dans l'Oligocène de la Comté d'Auvergne, 51.
- MICHEL-LÉVY (A.) et J. WYART. Prés. d'ouvr., 43.
- Micropaléontologie*. H. BARTENSTEIN, 245. — J. CUVILLIER, 307. — J. CUVILLIER et V. SZAKALL, 81. — A. ten DAM, 189, 285, 226. — J. KIKOÏNE, 15. — M. LYS, 64. — P. MARIE, 39. — P. MURAOUR, 250. — J. SIGAL, 13. — L. VALENSI, 338, 537. — A. WRIGLEY, 50.
- Minéralogie*. G. ASTRE, 57. — T. F. W. BARTH, 246. — B. BRAJNIKOV, 89. — S. CAILLÈRE et F. KRAUT, 338, 529. — G. CECIONI, 121. — G. DEICHA, 230, 327. — S. DUPLAIX, 66, 297, 493. — S. DUPLAIX et Ch. POMEROL, 37. — D. GUIMARÃES, 347, 645. — G. JOURAVSKY, 23. — V. KOVENKO, 276. — P. LAPADU-HARGUES, 46, 37. — J. DE LAPPARENT, 21. — R. RAULAIS, 113. — L. VISSE et F. ELLENBERGER, 346. — L. VISSE, 111, 675, 685.
- MINOUX (G.). Observations sur le calcaire à *Deroceras Davoei* (= Calcaire à Bélemnites) dans le Charmouthien des Vosges, 137.
- MONGIN (D.). Voir FABRE-TAXY (S.), 144.
- MONTALDO (P.). Prés. d'ouvr., 229.
- MORELLET (J.). Remarques sur le conglomérat du Cuisien et du Lutétien au Mont-de-Magny, près Gisors (Eure), 287.
- MORET (L.). Les faciès de laminage des quartzites du Trias alpin, 61. — Prés. d'ouvr., 259. — Voir GIGNOUX (M.), 318.
- MORET (L.) et G. MANQUAT. Sur un gisement fossilifère remarquable du Lias inf. du Grand Serre, près Grenoble, 316.
- MORET (L.) et A. PACHOUD. Sur l'âge du « calcaire grossier » de Montagnole, près Chambéry (Savoie), 97.
- MORTELMANS (G.). Prés. d'ouvr., 301.
- MOUTERDE (R.). Le Lias inférieur à l'W de la Châtre (Indre), 174, 241.
- MOUTERDE (R.) et J. ROSSET. Le Lias de Saint-Quentin-Fallavier (Isère), 172.
- MUIR-WOOD (H. M.) voir OAKLEY (K. P.), 319.
- MULLERRIED (F. K. G.). Prés. d'ouvr., 361.
- MURAOUR (P.). Sur la présence d'une nouvelle espèce de *Siphonodosaria* dans la molasse astienne d'Alger, 250.

N

- NAPOLI ALLIATA (E. DI). Prés. d'ouvr., 320.
- Nécrologie*. R. AGUILAR Y SANTILLAN, 194. — L. BERTRAND, 210, 295. — C. CHATELET, 194. — F. DAGUIN, 265. — L. DROPSY, 267. — M. A. DU TOIT, 133. — G. EMELIANOFF, 267. — GERBER, 230. — P. A. GILLARD, 194, 210, 323. — A. LACROIX, 130. — H. CH. JACOB, 196. — J. DE LAPPARENT, 181. — I. DE LAVRENTIEFF, 267. — M. LERICHE, 265. — V. MADSEN, 196. — W. MEUNIER, 197. — P. NICOU, 197. — J. RELIN, 267. — C. ROQUEFORT, 345. — G. SÄVE-SODERBERGH, 230. — R. VAN AUBEL, 68.
- NICKLÈS (M.). Voir FALLIOT (P.), 342.
- NICOU (P.). Nécrologie, 197.
- Nouvelle-Calédonie*. A. ARNOULD, R. GOUPILLAUD et P. ROUTHIER, 359. — P. ROUTHIER, 358.

O

- OAKLEY (K. P.) et H. M. MUIR-WOOD. Prés. d'ouvr., 319.
- OBERMULLER (A.). Voir GIRET (R.), 147.
- O'DONNELL (H.). Voir SOUSA TORRES (A.), 300.
- OLIVEIRA MACHADO e COSTA (A. A.). Prés. d'ouvr., 108, 126, 260.
- OULIANOFF (N.). Au sujet de la remarque de M. J. Goguel sur la communication intitulée « Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 janvier 1916 », 188.

P

- PACHOUD (A.). Voir MORET (L.), 97.
 Voir GIDON (P.), 276.
Paléobotanique. E. BOURAU, 312. —
 A. CARPENTIER et I. FARAG, 342, 551.
 — L. DANGEARD, 232. — G. GARDET,
 54. — J. RICOUR, 182, 255.
Paléontologie. R.-P. CHARLES, 253, 347.
 A. CHAVAN, 11. — J. ROGER, 269. —
 H. et G. TERMIER, 102.
Brachiopodes. F. CATZIGRAS, 289, 391.
Bryozoaires. P. BALAVOINE, 316, 435.
 — M. VIGNEAUX, 294, 407.
Coelentérés. J. ALLOITEAU, 361, 699.
 H. et G. TERMIER, 85, 174.
Echinodermes. R. BALLAND, 73.
Éponges. F. FIRTION et L. LAGNEAU-
 HÉRENGER, 27.
Mollusques. H. ALIMEN, 89, 97. — R.
 BALLAND, 17. — E. BASSE, 357, 691.
 — P. BÉDÉ, 142, 219. — A. CHAVAN,
 111, 352. — C. DECHASEAUX, 69. —
 P. DONZE, 174, 237, 183. — H. et
 G. TERMIER, 116.
Vertébrés. C. ARAMBOURG 177. — G.
 ASTRE, 139, 241. — C. DECHASEAUX,
 157. — E. ENNOUCHI, 251, 289. —
 L. FEUGUEUR, 292. — M. FRIANT,
 134. — H. GAUTHIER et A. FAVRE,
 114. — J. VIRET et R. BALLAND, 238.
 J. F. DE VILLALTA et M. CRUSAFONT,
 167, 186.
 Voir aussi *Micropaléontologie et Pa-*
léobotanique.
Palestine. A. CHAVAN, 11.
 PAMIR (H.) et A. FUAT BAYKAL. Prés.
 d'ouvr., 67.
 PATTE (E.). Prés. d'ouvr., 180.
 PELLETIER (M.). Voir THORAL (M.), 117.
Permien. H. et G. TERMIER, 291, 395.
 PERRIN (R.). Observation sur la com-
 munication faite par M. M. Roubault
 le 15 décembre 1947, 20. — Quelques
 remarques à propos du noyau ter-
 restre, de la lithosphère et des théo-
 ries géologiques, 131, 199. — A propos
 de l'étude de Casasopra sur les gneiss
 de la Leventina, 211.
 PETERSCHMITT (R.). Prés. d'ouvr., 343.
 PICARD (L.). Sur l'âge de la « Forma-
 ción petrolífera » en Amérique du
 Sud, 135, 215. — Sur la structure de
 l'Argentine, 276, 765.
 PILLET (J.). Contribution à l'étude du
 Dévonien dans le synclinal de Sablé,
 141. — La faune des grauwackes de
 Chauffour près Saint-Barthélemy
 (Maine-et-Loire), 287, 453.

- PINARD (A.). Les *Aptychas* du Kimmé-
 ridgien de la Hève, 219.
 PIRES SOARES (J.-M.). Observations géo-
 logiques sur les îles du Cap Vert,
 274, 383. — Prés. d'ouvr., 300. —
 Voir SOUSA TORRES (A.), 300, 343.
 PIVETEAU (J.) et P. DE SAINT-SEINE. Prés.
 d'ouvr., 43.
 POITOU. L. VALENSI, 338, 537.
 POLDINI (E.). Prés. d'ouvr., 146.
 POLDINI (E.) et J.-M. VALLET. Prés.
 d'ouvr., 146.
 POLLAK (A.). Prés. d'ouvr., 362.
 POMEROL (Ch.). Voir DUPLAIX (S.), 37.
Primaire. A. BIGOT, 156. — L. DAN-
 GEARD et L. BERTHOIS, 233, 289. —
 P. GEVIN, 191, 369. — M. GIGNOUX,
 354. — M. GIGOUT, 155. — M. LELUBRE,
 79, 255. — M. LLOPIS LLADO, 95. —
 J. LOUIS, 223. — G. LUCAS, 152. — N.
 MENCHIKOFF, 36. — J. PILLET, 141,
 287, 453. — M. ROQUES, 352, 589. —
 H. et G. TERMIER, 102. — M. THORAL
 et M. PELLETIER, 117.
Prix Gaudry. M. GIGNOUX, 199. — C.
 JACOB, 199.
Prix Prestwich. Mgr DELÉPINE, 203. —
 N. MENCHIKOFF, 203.
Prix Viquesnel. J. JUNG, 208. — M.
 ROQUES, 208.
Provence. P. BORDET, 106. — R.-P.
 CHARLES, 253, 347. — S. FABRE-TAXY,
 144. — C. GOUVERNET et R.-P. CHAR-
 LES, 278. — S. GUÉRARD, 101.
 PRUVOST (P.). Allocution 7. — Obs. à
 la comm. de M. SIGAL, 17. — Obs. à
 la comm. de M. HUPÉ, 77.
Pyrénées. J. ALLOITEAU, 361, 699. — G.
 ASTRE, 311, 415. — M. CASTERAS, 294,
 340. — P. CAVET, 104. — H. DE CIZAN-
 COURT, 182, 271. — G. DENIZOT, 216.
 — J.-P. DESTOMBES, 250, 327. — G.
 DUBOIS et M^{me} C. DUBOIS, 309. — Y.
 GUBLER et S. LEFÈVRE, 162. — P.
 HUPÉ, 46, 75. — J. KIKOÏNE, 15. — P.
 LANARE, 161, 254. — J. MAGNÉ, 163,
 356. — E. RAGUIN et J.-P. DESTOMBES,
 46, 75. — M. RECH-FROLLO, 56, 134,
 415.

Q

- Quaternaire*. G. BOUILLET, 142. — G.
 BOUILLET et A. CAILLEUX, 165. — J.
 BOURCART, 77, 134, 181. — F. BOUR-
 DIER, 150. — A. CAILLEUX, 92. — G.
 DENIZOT, 216, 240. — C. DEVILLERS,
 189. — G. DUBOIS et M^{me} C. DUBOIS,
 309. — G. DUBOIS et A. DROSDOFF,

176. — S. DUPLAIX, 66. — E. ENNOUCHI, 251. — M. GIGOUT, 25, 136. — M.-J. GRAINDOR, 234. — Y. GUILLIEN, 89, 209. — A. JOURNAUX, 69. — A. LAMBERT, 243. — G. LECOINTRE et M. GIGOUT, 184. — A. RIVIÈRE, 89, 139.

R

- RAGUIN (E.) et J.-P. DESTOMBES. Le massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne, 46, 75.
- RAULAIS (M.). Sur la découverte de wolfram dans le jeune granite à biotite de l'Aïr (Niger), 113.
- RAYNAUD (J.). Voir MAGNÉE (I. DE), 127.
- RECH-FROLLO (M.). Le Montien rouge du sillon nord-pyrénéen, 56. — Conditions lacustres en milieu marin : Le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen, 134, 145.
- RELIN (J.). Nécrologie, 267.
- RENIER (A.). Prés. d'ouv., 180, 319.
- RICHARD (M.). Prés. d'ouv., 126.
- RICOUR (J.). Sur le Trias de la bordure du Massif du Mercantour, dans la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée (Alpes-Maritimes), 28. — Quelques remarques sur *Equisetum mytharum* (HEER) et sur ses gisements dans l'E et le SE de la France, 182, 255. — Voir BONTE (A.), 352.
- RIOS (J. M.). Prés. d'ouv., 107.
- RITTMANN (A.) et F. IPPOLITO. Prés. d'ouv., 147.
- RIVIÈRE (A.). Sur l'embouchure du Lay (Vendée), la sédimentation et la morphologie estuarienne, 89, 139. — Obs. à la comm. de M. BRAJNIKOV, 91.
- ROBAUX (A.). Etude géologique de la région Sud d'Orchamps-Vennes. Les chevauchements du Mont-Miroir et du cirque de N.-D. de Consolation, 66, 123.
- ROBERT (M.). Prés. d'ouv., 320.
- Roches cristallines. A. ARNOUD, R. GOUPIILLAUD et P. ROUTHIER, 359. — P. BORDET, 106. — E. BRUET, 272. — P. CAVET, 104. — J. COGNÉ et P.-R. GIOT, 296. — G. DEICHA, 230, 327. — F. ELLENBERGER, 148 — R. PERRIN, 211. — E. RAGUIN et J.-P. DESTOMBES, 46, 75. — M. RAULAIS, 113. — P. RUSSO, 336. — L. U. DE SITTER et R. LAGAILL, 279.
- ROGER (J.). Centre d'études et de documentation paléontologique du Muséum (C. E. D. P.), 269.
- ROQUEFORT (C.). Nécrologie, 345.
- ROQUES (M.). Attribution du *Prix Viquesnel*, 208. — Le Précambrien de l'A. O. F., 352, 589.
- ROSSET (J.). Voir MOUTERDE (R.), 172.
- ROSSI RONCHETTI (C.). Prés. d'ouv., 320, Roussillon, P. BIROT, 71.
- ROUTHIER (P.). A propos d'une récente note sur le Néogène marin en Nouvelle-Calédonie, 358. — Voir ARNOULD (M.), 359.
- ROUX (J.). Précisions sur certains lacs de cratères et le volcan de la Godivelle (Haute-Auvergne), 306.
- RUZ DA GAONA (M.). Prés. d'ouv., 302.
- RUSO (P.). Contribution à l'étude tectonique de la chaîne alpine, le bombement encadré, 23. — Prés. d'ouv., 229. — Accidents d'étiement dans le massif granitique de Saint-Bonnet-de-Joux (Saône-et-Loire), 336.
- RUSTU IRMAK (L.). Voir ALTINI (E.), 67.
- RUTSCH (R. F.). Prés. d'ouv., 44.

S

- Sahara. E. BOUREAU, 312. — E. BOUREAU et R. FURON, 145. — C. DEVILLERS, 189. — P. GEVIN, 191, 369. — A.-F. DE LAPPARENT, 330. — R. LAVOCAT, 134. — M. LELUBRE, 79, 255. — N. MENCHIKOFF, 36.
- SAINT-SEINE (P. DE). Prés. d'ouv., 43. — Voir PIVETEAU (J.), 43.
- SANTOS PEREIRA (J. DOS). Prés. d'ouv., 343.
- SAUVAGE (J.). Voir DUBOIS (G.), 343.
- SÄVE-SÖDERBERGH (G.). Nécrologie, 230.
- SHAW (S. H.). Prés. d'ouv., 302.
- SCHIRARDIN (J.). Prés. d'ouv., 343.
- SCHLUMBERGER (R.). Obs. à la comm. de MM. DREYFUSS et GLANGEAUD, 275.
- SCHNEEGANS (D.) et N. THÉOBALD. Observations nouvelles sur le chevauchement frontal du Jura alsacien, 77, 89.
- SCHOELLER (H.). Le régime hydrogéologique des calcaires éocènes du synclinal du Dyr el Kef (Tunisie), 134, 167. — Prés. d'ouv., 146.
- SHERLOCK (R. L.). Prés. d'ouv., 259.
- SCHROCK (R. R.). Prés. d'ouv., 300.
- Sédimentation. — P. DELEAU, 224. — A. LAMBERT, 243. — A. RIVIÈRE, 89, 139. — A. VATAN, 48.

- Séismologie*. N. OULIANOFF, 188.
 SENN (A.). Prés. d'ouvr., 301.
 SIGAL (J.). Précisions sur quelques Foraminifères de la famille des *Globorotalidae*, 13. — Prés. d'ouvr., 303.
 SITTER (L. U. DE) et R. LAGAAIJ. Sur le mode de gisement des laves permotriasiques dans Le Maroc oriental, 279.
 SORNAY (J.). Sur un faciès à faune silicifiée de la région de Verfeuil (Gard), 351.
 SOUSA TORRES (A.) et J. M. PIRES SOARES. Prés. d'ouvr., 343.
 SOUSA TORRES (A.), J. M. PIRES SOARES et H. O'DONNELL. Prés. d'ouvr., 300.
 SOYER (R.). Prés. d'ouvr., 126.
Spéléologie. E. FRIEDEL, 213.
 STEFANI (T. DE). Prés. d'ouvr., 67, 302.
 STCHEPINSKY (V.). Prés. d'ouvr., 42. — Sur la géologie des environs de Joinville (Haute-Marne), 257. — Les failles du N de la Haute-Marne, 316, 511.
Stipites. F. M. BERGOUNIOUX et J. DOUBINGER, 66, 153.
 STOCKLEY (G. M.). Prés. d'ouvr., 302.
 SZAKALL (V.). Voir CUVILLIER (J.), 81.

T

- Tectonique*. A. BONTE et J. RICOUR, 352, 629. — M. CASTERAS, 294. — H. DE CIZANCOURT, 182, 271. — G. DEICHA, 347, 583. — M. DREYFUSS et L. GLANGEAUD, 274. — R. et L. DUPLAN, 32. — P. FALLOT et M. NICKLÈS, 342, 575. — P. GIDON, 217. — P. GIDON et A. PACHOUD, 276. — M. GIGNOUX, 307, 739. — J. GOGUEL, 161, 227, 329, 441. — S. GURIRARD, 101. — P. HUPÉ, 75. — E. LAHN, 276, 521. — P. LAPADU-HARGUES, 46, 37. — R. LAVOCAT, 134. — M. LLOPIS LLADO, 95. — G. MATHIEU, 311, 467. — L. MORET, 61. — A. ROBAUX, 66, 123. — P. RUSSO, 23, 336. — D. SCHNEEGANS et N. THEOBALD, 77, 89. — V. STCHEPINSKY, 316, 511.
 TEICHERT (C.). Prés. d'ouvr., 302, 319.
 TEIXEIRA (C.). Prés. d'ouvr., 87. — Voir ANDRADE (C. F. DE), 146. — Prés. d'ouvr., 159, 181.
 TERCIER (J.). Prés. d'ouvr., 343.
 TERMIER (H. et G.). Remarques sur les *Palaecidae* et sur quelques formes voisines, 85. — Caractères paléontologiques du Strunien marocain, 102. —

Le vrai visage de *Pseudoclymenia planidorsata* MÜNSTER, 116. — Les Graptolithes dendroïdes en Afrique du Nord, 174. — Voir CHOUTBERT (G.), 281. — Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional, 291, 395. — Prés. d'ouvr., 299.

- Tertiaire*. H. ALIMEN, 89, 97. — M. ARNOULD, 214. — G. ASTRE, 311, 415. — P. BALAVOINE, 316, 435. — R. BALLAND, 73. — P. BÉDÉ, 142, 219. — P. BIROT, 71. — G. CHARLES, 253, 341. — J. CUVILLIER et DUPOUY-CAMET, 83. — J. CUVILLIER et V. SZAKALL, 81. — S. DUPLAIX, 297, 493. — S. DUPLAIX et CH. POMEROL, 37. — L. FEUGUEUR, 292. — H. GAUTHIER et A. FAVRE, 114. — Y. GUBLER et S. LEFÈVRE, 162. — P. JODOT, 53. — R. LAFFITTE, 235. — P. E. LUBET, 309. — R. MICHEL, 51. — J. MORELLET, 287. — P. MURAOUD, 250. — M. RECH. FROLLO, 56, 134, 115. — H. SCHÖELLER, 134, 167. — A. VATAN, 48. — J. VIRET et R. BALLAND, 238.

THEOBALD (N.). Voir SCHNEEGANS (D.), 77. — Prés. d'ouvr., 128, 299, 343.

THORAL (M.) et M. PELLETIER. A propos du Cambrien armoricain, 117.

TINTHOUIN (R.). Prés. d'ouvr., 303.

Trias. R.-P. CHARLES, 253, 347. — C. DECHASREUX, 157. — G. DUBOIS, 352. — A. LAMBERT, 221. — L. MORET, 61. — J. RICOUR, 28, 182, 255. — L. U. DE SITTER et R. LAGAAIJ, 279. — H. et G. TERMIER, 291, 395.

TRUYOLS SANTONIA (J.). Voir CRUSAFONT (M.), 228.

Tunisie. M. ARNOULD, 214. — G. CASTANY, 34. — H. SCHÖELLER, 134.

V

VADÁSZ (E.). Prés. d'ouvr., 126.

VALENSI (L.). Sur quelques microorganismes planctoniques des silex du Jurassique moyen du Poitou et de Normandie, 338, 537.

VALLET (J.-M.). Voir POLDINI (E.), 146.

VAN AUBEL (R.). Nécrologie, 68. — Itinéraire de Ngaoundéré à Rey-Bouba (Cameroun septentrional), 79, 69.

VARDABASSO (S.). Prés. d'ouvr., 229.

VATAN (A.). La sédimentation détritique en Aquitaine aux temps tertiaires, 48.

VECCHIA (O.). Prés. d'ouvr. 320.
 Vendée. G. MATHIEU, 62, 311, 467. —
 A. RIVIÈRE, 89, 139.
 VIGNEAUX (M.). Voir MAGNE (A.), 293. —
 Les Bryozoaires du forage des Ey-
 quems à Mérignac (Gironde), 294,
 407. — Sur la présence d'un niveau de
 marne à Bazas (Gironde), 358.
 VILLALTA (J. F. DE) et M. CRUSAFONT.
 Les gisements de Mammifères du
 Néogène espagnol, 167, 186. — Prés.
 d'ouvr., 228, 303.
 VILLALTA (J. F. DE), M. CRUSAFONT et
 R. LAVOCAT. Prés. d'ouvr., 228.
 VINCENT (M.). Prés. d'ouvr., 147.
 VINCENNE (H.) et P. CLIQUET. Extension
 du Crétacé supérieur dans le S
 du Jura. A propos de la Brèche de
 Narlay, 119.
 VIRET (J.) et R. BALLAND. Sur quelques
 nouveaux Mammifères pléistocènes
 des « argiles de Bruges » (Gironde),
 238.
 VISSE (L.). Sur la présence d'une seule
 couche phosphatée au Djebel-Onk
 (Algérie), 141, 675. — Contribution à
 l'étude pétrographique des phos-
 phates marocains, 685.
 VISSE (L.) et F. ELLENBERGER. Sur une

nouvelle détermination des feld-
 spaths acides, 346.

VUAGNAT (M.). Prés. d'ouvr., 44.

W

WAGUET (P.). Prés. d'ouvr., 303.

WALLACE (M. H.). Voir CHUBERT (G.),
 281.

WATERLOT (G.). Prés. d'ouvr., 181,
 228.

WEATHERHEAD (A. V.). Prés. d'ouvr., 67.

WEGMANN (E.-C.). Prés. d'ouvr., 159.

WEISSE (J. G. DE). Prés. d'ouvr., 180.

WELLS (A. K.). Prés. d'ouvr., 343.

WRIGLEY (A.). Le décorticage des Num-
 mulites, 50.

WYART (J.). Voir MICHEL-LÉVY (A.),
 43.

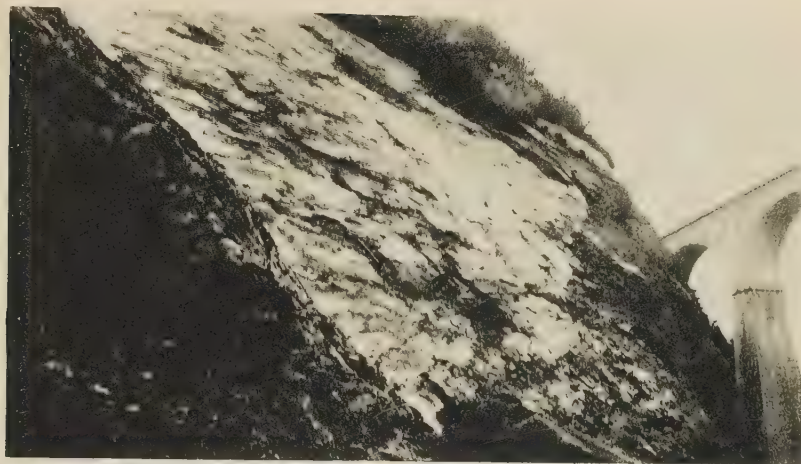
Z

ZAHALKA (B.). Prés. d'ouvr., 68.

ZBYZEWSKI (G.). Prés. d'ouvr., 300. —
 Voir BREUIL (H.), 300.

ZBYZEWSKI (G.) et J. CAMARATE FRANÇA,
 Prés. d'ouvr., 300.

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} HAUMONT.



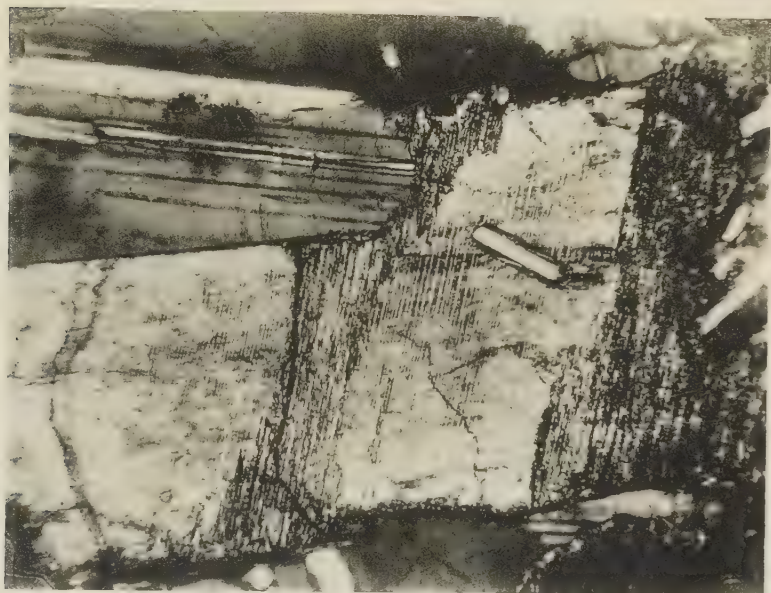
1



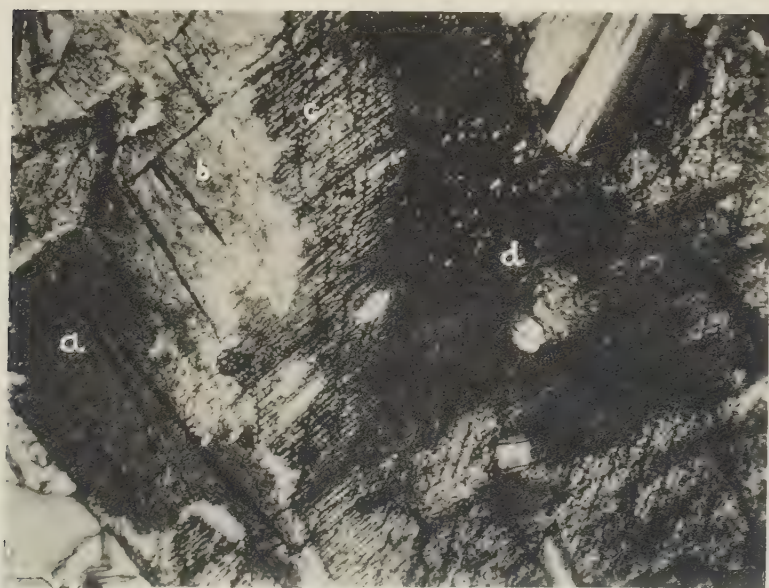
3



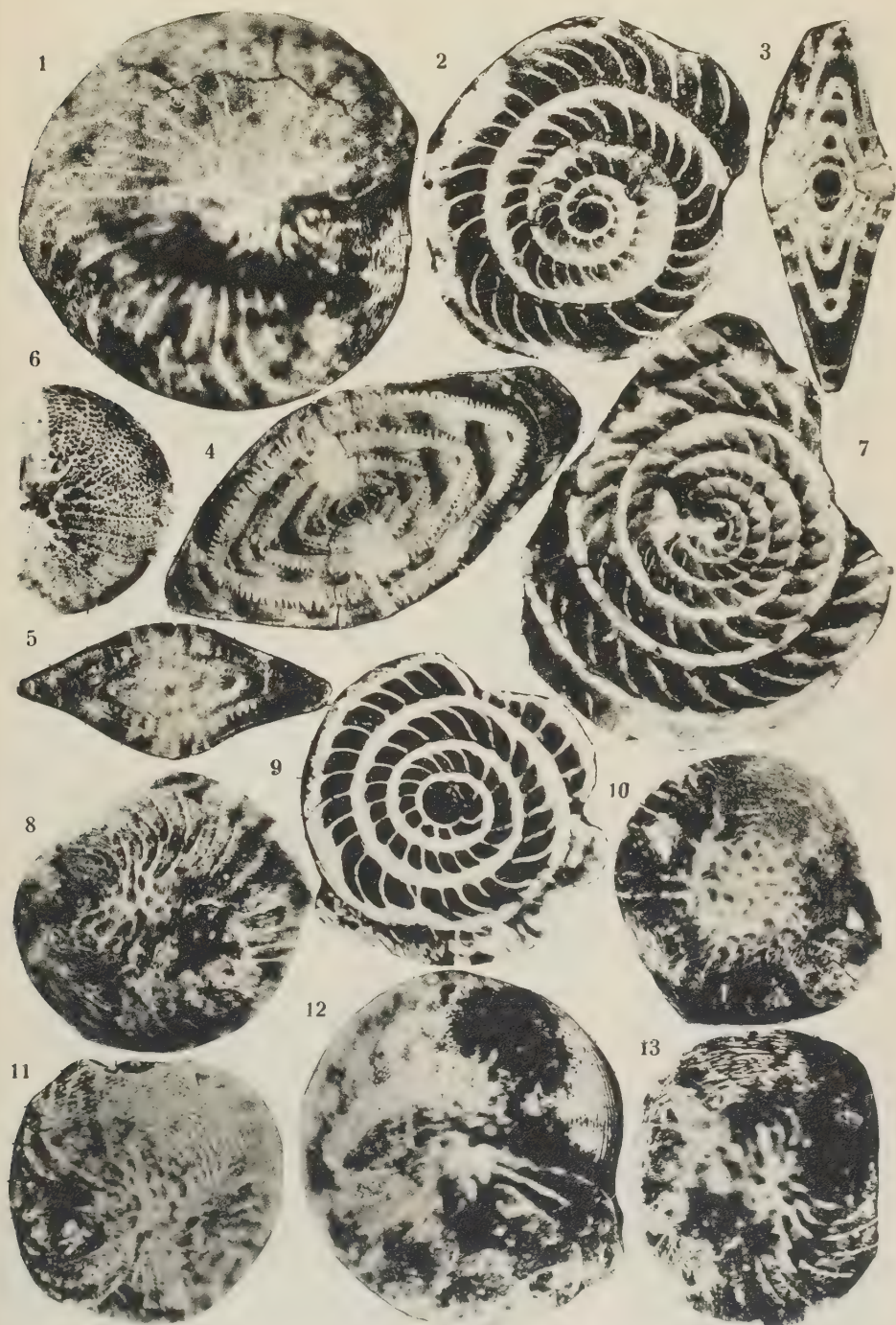
2

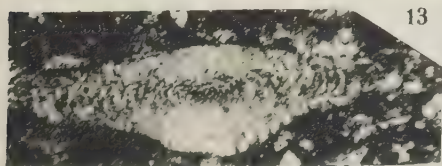
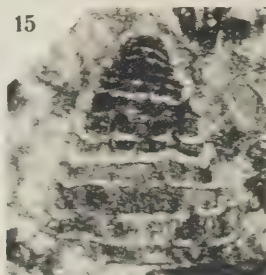
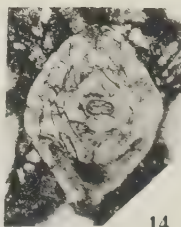
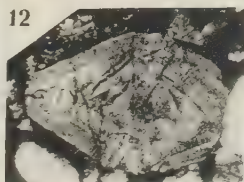
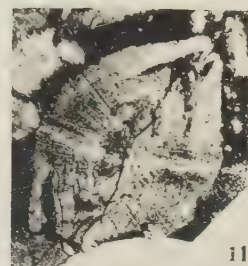
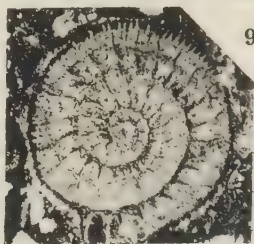
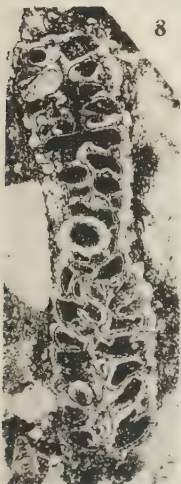
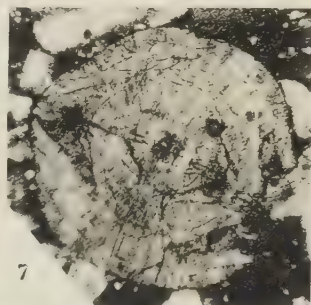
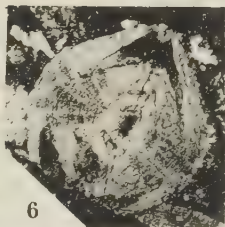
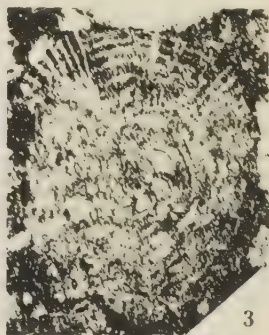
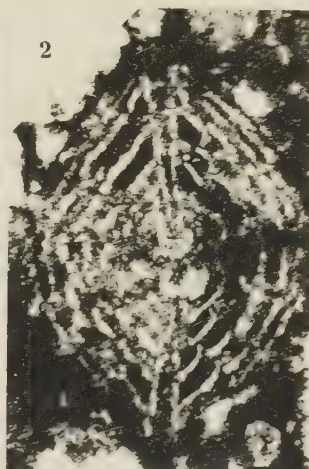
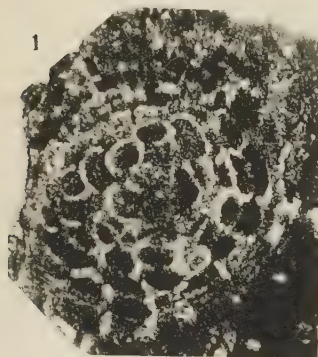


1

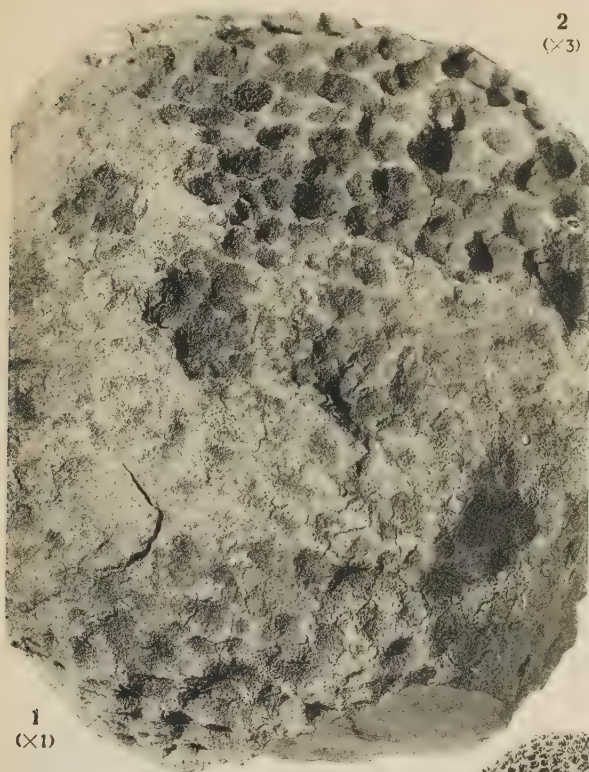


2



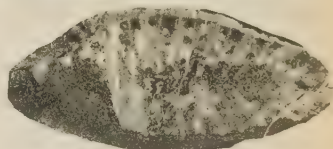
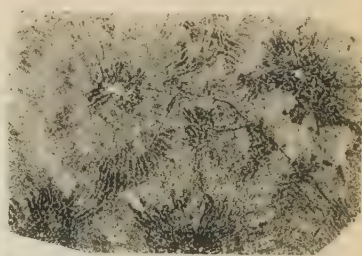




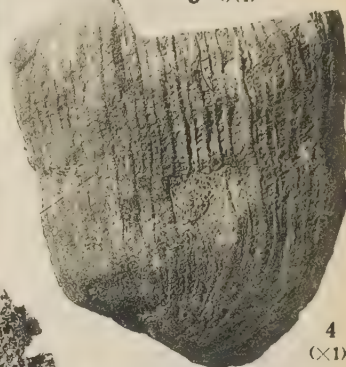


1
(×1)

2
(×3)



3 (×1)

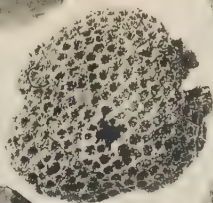


4
(×1)

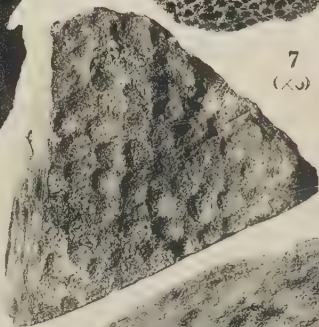


5 (×1)

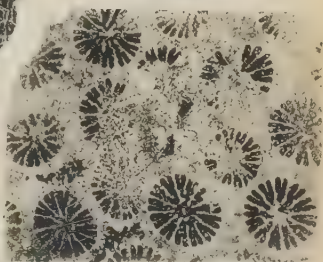
6
(×1)



7
(×3)

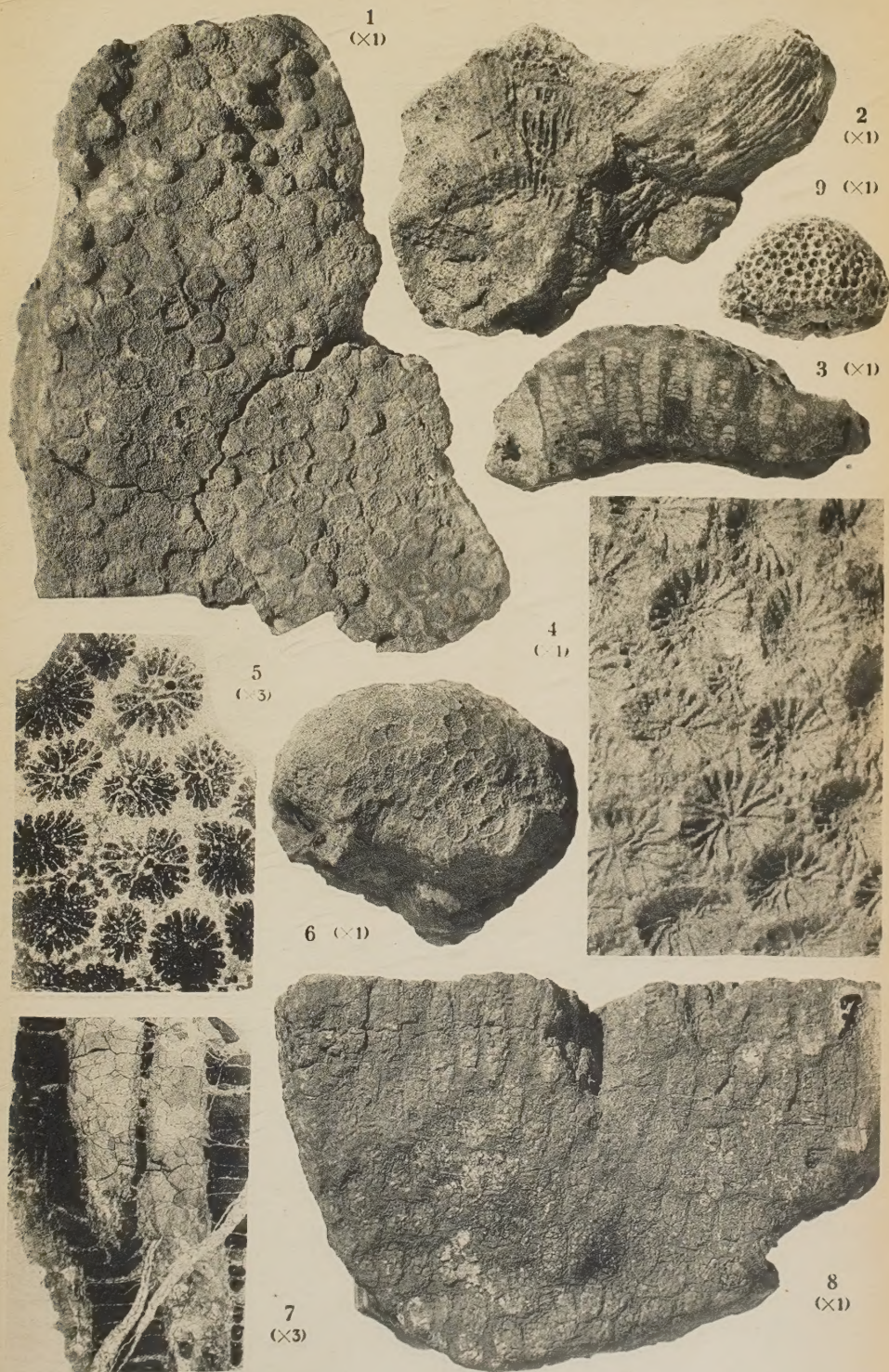


8
(×1)



9
(×4)

10
(×1)



CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications périodiques.

BULLETIN ANALYTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

70 A 80.000 EXTRAITS PAR AN. 4.000 PÉRIODIQUES DÉPOUILLÉS.

Taux d'abonnement annuel :

Première partie : (Sciences mathématiques, physiques, chimiques.)

Seconde partie : (Sciences biologiques.)

3.000 fr. par partie pour la France,

4.000 fr. pour les territoires d'Outre-mer et de l'Étranger.

Tarif spécial pour les Chercheurs du C. N. R. S. et les laboratoires universitaires.

Fournit reproductions photographiques des articles sous forme de microfilms ou photocopies.

Troisième partie : (Philosophie, parution trimestrielle, tarif spécial, 600 fr. par an pour la France et 650 fr. pour l'Étranger.)

JOURNAL DES RECHERCHES DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

REVUE PUBLIANT DES ARTICLES DE RECHERCHES
FAITES DANS LES DIFFÉRENTS LABORATOIRES DU C. N. R. S.

Taux d'abonnement : 900 fr. pour 6 numéros.

ABONNEMENTS AU CENTRE DE DOCUMENTATION DU C. N. R. S.

18, RUE PIERRE-CURIE, PARIS (5^e)

TÉL. : ODÉon 10-01

TABLE DES MATIÈRES (TOME XVIII, FASCICULE 8-9)

	Pages
<i>G. Deicha.</i> — La faille de l'Arve au viaduc Sainte-Marie (Les Houches, Haute-Savoie) (1 pl.)	583
<i>M. Roques.</i> — Le Précambrien de l'Afrique Occidentale Française (5 fig., 3 tabl.)	589
<i>A. Bonte et J. Ricour.</i> — La « Faille de Charlemont » (Givet-Ardenne) et ses abords (5 fig.)	629
<i>D. Guimarães.</i> — La genèse des Orthopyroxènes (1 pl. 6 fig.)	645
<i>M^{me} de Cizancourt.</i> — Matériaux pour la paléontologie et la stratigraphie des régions caraïbes (2 pl.)	663
<i>L. Visse.</i> — Contribution à l'étude pétrographique des phosphates marocains	675
<i>L. Visse.</i> — Sur la présence d'une seule couche phosphatée au gisement du Djebel Onk (Algérie) (1 fig.)	685
<i>E. Basse.</i> — Quelques Ammonites nouvelles du Crétacé de Colombie (Am. Sud) (1 pl.)	691
<i>J. Alloiteau.</i> — Polypiers des couches albiennes à grandes Trigonies de Padern (Aude) (2 pl., 11 fig.)	699
<i>M. Gignoux.</i> — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes	739
<i>L. Picard.</i> — La structure du Nord-Ouest de l'Argentine avec quelques réflexions sur la structure des Andes (12 fig.)	76

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} HAUMONT.

Imprimerie Protat frères, Mâcon. N° 6359. — Septembre 1949. — N° éditeur 53.
Dépôt légal 4^e trimestre 1949.

PRIX DU FASCICULE : 500 fr.